



Contrôle de la dynamique de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest

Monique Messié

► To cite this version:

Monique Messié. Contrôle de la dynamique de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2006. Français. NNT : . tel-00137145

HAL Id: tel-00137145

<https://theses.hal.science/tel-00137145>

Submitted on 16 Mar 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER

Ecole doctorale "Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace"

Formation doctorale "Océan, Atmosphère et Environnement"

THÈSE

en vue de l'obtention du diplôme de

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Spécialité : **Océanographie**

Contrôle de la dynamique de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest

présentée par

Monique Messié

Directrice de thèse : Marie-Hélène Radenac

Rapporteurs : Yves Dandonneau

Gilles Reverdin

Soutenue le 15 décembre 2006 devant le jury composé de :

Serge Chauzy (Président)

Université Toulouse III, LA, Toulouse

David Antoine

CNRS, LOV, Villefranche sur mer

Patrick Marchesiello

IRD, LEGOS, Nouméa

Yves du Penhoat

IRD, LEGOS, Toulouse

Marie-Hélène Radenac

IRD, LEGOS, Toulouse

Gilles Reverdin

CNRS, LOCEAN, Paris

Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (*LEGOS*)

UMR 5566 - CNRS/IRD/UPS/CNES, Observatoire Midi-Pyrénées,

14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Remerciements...

Le manuscrit a été rédigé, la thèse soutenue, les erreurs et imprécisions corrigées (du moins je l'espère!), voici donc venu le moment d'écrire un dernier chapitre, qui ne sera pas forcément le plus facile, car je ne suis pas du tout douée pour les discours! C'est toutefois avec un réel plaisir que j'écris les lignes qui vont suivre, afin de tenter de remercier tous ces gens à qui je suis redevable, que ce soit sur le plan professionnel ou personnel.

Bien évidemment, en tête de liste vient Marie-Hélène, ma directrice de thèse, que je ne remercierai jamais assez pour le temps qu'elle m'a consacré, tout au long de cette thèse. Passionnée par ce sujet, elle a toujours été disponible pour de longues discussions qui allaient de points de détails en interrogations scientifiques (et dire que cette thèse se termine sans que nous sachions de façon certaine si, oui ou non, il y a du fer dans le sous-courant!) et en débats quasi-philosophiques sur le monde de la recherche et des chercheurs. Il me faut aussi souligner tout le temps passé à relire les deux articles écrits ensemble, et surtout ma thèse, qui a fait pour certains chapitres jusqu'à 3-4 allers-retours (j'ai renoncé à compter!) entre nous deux... Surcroît de travail certes, mais amélioration sans aucun doute considérable de ce manuscrit.

Merci aussi tout simplement d'avoir accepté d'encadrer cette thèse, en me faisant confiance sans même me connaître. Merci enfin pour l'aide apportée lors des "à-côtés" de la thèse, en particulier pour m'avoir fourni cette opportunité fantastique de passer 6 semaines en mer, et pour les conseils et recommandations lors de la recherche de postdoc.

Cette thèse aura été une expérience très enrichissante pour moi, et j'espère simplement que cela a été une expérience positive pour toi aussi, et peut-être t'aura donné envie d'encadrer à nouveau une thèse, plus tard...

Tout a démarré par une prise de contact un peu au hasard : je voulais venir à Toulouse, on m'a parlé du LEGOS, de l'équipe "couleur de l'eau", et tout a commencé par un mail à Véronique Garçon, responsable de cette équipe, qui ne me connaissait alors absolument pas. Merci Véro de t'être intéressée à moi, d'avoir accepté de me rencontrer, de m'avoir proposé un sujet, trouvé un stage de DEA (avec Christine Provost au LODYC), intéressé Marie-Hélène et finalement été à l'origine de cette thèse qui n'aurait jamais eu lieu sans toi. Merci pour l'aide au cours de ces années, notamment pour tous les conseils en réunion d'équipe lors de préparations de congrès, et aussi conseils plus "stratégiques" pour la recherche de postdoc. Merci aussi à toute l'équipe couleur, Isabelle, Joël (en particulier pour l'extraction des données, les conseils IDL, les discussions sur la plongée), Danièle, Jérôme, Guillaume, Baris (en particulier pour l'aide en anglais au moment des dossiers de postdoc!), Claire, Marielle, Vincent, Amandine et Ludivine.

Ce sujet, centré sur les interactions physique/biologie, m'a toujours placée à la limite de deux domaines, en interaction avec deux équipes du LEGOS, quelque soit mon appartenance "officielle" à l'une ou l'autre, ce qui a été une expérience très enrichissante. Dès le début de cette thèse, les échanges ont été nombreux avec l'équipe tropicales, que ce soit là encore lors des réunions d'équipe, ou des discussions avec les uns et les autres et pendant les fameux "cafés algécos" hélas un peu

disparus depuis le déménagement. Merci à Yves, Thierry, Gérard, Joël, Christophe, Patrick, Boris, Sophie, Fabien, Elodie, Fred, Serena, Marie, Charlotte, Christelle, Ali et Lionel.

Toujours sur le plan professionnel, un immense merci à Patrick Marchesiello et Jérôme Lefèvre pour leur aide avec ROMS. Jérôme a passé deux semaines à Toulouse pour m'aider à prendre le modèle en main et à monter la configuration Kiribati ce qui m'a fait gagner un temps incalculable, et Patrick m'a énormément aidée à distance par la suite. Merci aussi à Sophie Cravatte de m'avoir fourni les run ORCA utilisés pour forcer la configuration Kiribati. Sur d'autres études, merci à Fabrice Bonjean pour son intérêt sur l'étude du cycle saisonnier et ses renseignements sur le produit OSCAR, merci à Cécile Dupouy pour ses conseils et son aide sur certains aspects particuliers de ce manuscrit (notamment couleur de l'eau). Enfin, merci à ceux qui m'ont fourni des sorties de modèle et/ou données, même si je n'ai pas pu les utiliser au cours de cette thèse : Raghu Murtugudde, Fabien Durand, Francisco Chavez, Thomas Gorgues et Christophe Menkès.

Un grand merci également à mon jury, à Serge Chauzy qui a accepté de le présider et s'est en plus occupé de tous les détails matériels, merci pour sa gentillesse, son intérêt, et aussi pour sa merveilleuse façon de me mettre à l'aise le jour de la soutenance ("Nous allons maintenant écouter la soutenance de thèse de Monique Messié, dite momo" - je m'en rappellerai toute ma vie!). Toute ma gratitude à mes deux rapporteurs, Yves Dandonneau et Gilles Reverdin, pour leur intérêt, leurs remarques toujours justes et le temps passé à corriger ce manuscrit. Yves n'a pas pu venir le jour de la soutenance, empêché à la dernière minute par un souci de santé, merci à Yves du Penhoat d'avoir accepté de le remplacer in extremis, sans lui la soutenance aurait été reportée... Merci aussi à mes examinateurs, Patrick Marchesiello (venu de Nouméa!) et David Antoine.

A la frontière du "professionnel" et du "personnel", on retrouve cette campagne en mer effectuée en fin de 2^e année, fin août à début octobre 2005, un des meilleurs souvenirs de cette thèse. Un immense merci à Mike McPhaden pour m'avoir acceptée à bord, et avoir ainsi transformé mon expérience en mer de "une journée en Méditerranée" à "6 semaines au milieu du Pacifique tropical"... Campagne idéale, de part la destination de rêve (Hawaï - Marquises - Hawaï), le bateau tout confort (Ka'imimoana), le travail très diversifié (bouées TAO et autres) et le contexte plutôt dépaysant - un navire américain, seule étrangère promue au titre de traductrice officielle aux Marquises! Je ne peux citer tout le monde, en plus ils ne liront jamais ces lignes ou ne les comprendront pas (quoique certains parlent un peu français!), mais merci aux scientifiques (en particulier Margie, chief scientist à l'aller) pour leur patience devant mes milliards de questions, leur disponibilité, leur confiance aussi puisque je n'avais aucune expérience dans ce genre de travail avant... Et merci aussi à tous ceux qui ont fait de cette campagne un si bon souvenir, à tous ces gens rencontrés qui sont devenus des amis, en particulier Mike, Rois, Verne, Nemo, Chris, Kendall, et tant d'autres, j'espère vous revoir un jour... A la mémoire du travail sur le pont, des couchers de soleil (rituel immuable du soir!), des tournois de poker et autres, des discussions dans la "piscine", des débats sur l'existence de calmars phosphorescents, du HTSRB, de la "wog ceremony" (passage de l'équateur!), des soirées passées à discuter dans les hamacs, des balades aux Marquises et des "cold beers" du Pearl Lodge...

Puisqu'on en est aux mercis plus personnels, merci à tous ceux du labo qui ont fait de ces 3 années d'excellents souvenirs... Merci aux sportifs, aux grimpeurs du mercredi midi et du WE (Ju, Marielle, Lado, Alex, Pascal, Fred, Benoît...), et à l'équipe de foot du mercredi soir (les chèvres au grand complet, et les autres). Un clin d'oeil aux coincheurs du début de thèse, un grand merci à Nico pour toutes les parties de bataille corse qui me fournissaient une bonne excuse pour éviter les parties

Remerciements

de coinche...

Merci à l'équipe des algécos élargie avec qui j'ai passé tant de bons moments, Charlotte, Fred, Marie, Serena, Anthony, Rémi, Nico, Manu, Lado (qui s'appelait encore Guillaume à l'époque), Laurent... Une mention spéciale à ce dernier dont j'ai partagé le bureau pendant plus de 2 ans, dans les algécos puis l'extension.

Merci à ceux du labo ou affiliés, que j'ai découverts ou redécouverts surtout au cours de cette dernière année de thèse, les chèvres et les autres : Marielle pour toutes les discussions, tous les WE escalade et rando, et tous ces moments magiques où l'on découvre qu'on pense la même chose sans oser le dire ; Jota et Thomas pour les vacances et la montagne, en mémoire des paysages irlandais du GR10 et d'une bataille de boue aux granges du Moudang ; Yo pour les innombrables discussions sur MSN, où il se débrouillait toujours pour caser une question de boulot ; Matthieu pour m'avoir fait découvrir le Champagne et le guitar heroes ; Boubou pour toutes les histoires invraisemblables dans lesquelles il arrivait toujours à se fourrer (un coup de chapeau particulier pour avoir réussi à partir en vacances en Thaïlande au moment du coup d'Etat) ; Ju pour m'avoir fait découvrir le thé et l'intérêt de ranger des allumettes dans une boîte de pellicule photo ; Guitou pour sa formidable capacité à se faire embusquer au mauvais moment ; Lado pour les discussions par mail et le "power of the ring" ; Charlotte pour les pauses café du matin ; Laurent pour m'avoir supportée pendant plus de 2 ans (surtout après ma soutenance quand il était encore en pleine rédaction...), Juan pour les bières sur la terrasse du LMTG, Amandine, Ali, Vincent, Alix, Claire, Pascal, Benoît, Fred, Mathilde, et je suis sûre que j'en oublie...

Merci à vous tous, pour m'avoir appris à verrouiller mon écran et à surveiller mon plateau au ref, pour les pauses thé au soleil même au mois de décembre, pour les dossiers qui nous ont bien occupés (hum encore que merci ? pas sûr, mais il fallait au moins le mentionner...), pour ne pas m'avoir offert un néon le jour de ma soutenance, pour les sorties grimpe, ski ou rando du WE et des vacances (on le fera l'Aneto, pour mon retour !), pour les barbecues et soirées boules de fromage, pour tous ces soirs au Champagne et ailleurs... et tout simplement pour votre présence et votre amitié.

Merci aussi à ma famille, en particulier à mes parents d'avoir fait le déplacement depuis Grenoble juste pour assister à ma soutenance, et pour leur "on a compris pas mal de choses !" ... Merci aux toulousains non-LEGOS, en particulier les ADLM (dont certains sont venus écouter parler de plancton sans rien y connaître !) et Sev, pour tous ces bons moments, en plongée et ailleurs... et à tous les non-toulousains qu'il serait trop long de citer ici, mais qui font tout autant partie de ma vie...

Enfin, et surtout, merci à Olivier, merci pour tout...

Table des matières

Résumé	11
Liste des principaux sigles et abréviations utilisés	13
Introduction générale	15
I Contexte et outils	19
1 Présentation générale du Pacifique tropical ouest	21
Introduction	23
1.1 Quelques rappels sur le fonctionnement des écosystèmes marins	24
1.1-1 Le phytoplancton	24
1.1-2 Contrôle par la disponibilité des nutriments	25
1.1-3 Contrôle par le zooplancton	28
1.1-4 Bilan des différents contrôles exercés sur le phytoplancton	28
1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest	29
1.2-1 Dynamique de la région : vents et courants	29
1.2-2 Structure thermohaline	33
1.2-3 Principaux modes de variabilité	38
1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques	45
1.3-1 A l'ouest : la <i>warm pool</i>	47
1.3-2 A l'est : la <i>cold tongue</i>	52

1.3-3	La zone de front	54
1.3-4	Au nord et au sud : les gyres subtropicales	55
1.3-5	Synthèse : comparaison des écosystèmes oligotrophe (<i>warm pool</i>) et HNLC (<i>cold tongue</i>)	57
1.4	Écosystèmes du Pacifique tropical : variabilité	60
1.4-1	Les concentrations en chlorophylle au rythme d'ENSO	60
1.4-2	Autres modes de variabilité de la chlorophylle de surface	67
	Conclusion	69
2	Données et modèle utilisés	71
	Introduction	73
2.1	Données de surface, grillées, de grande échelle	74
2.1-1	Concentrations en chlorophylle : SeaWiFS	75
2.1-2	Champs de données physiques	79
2.2	Données <i>in situ</i> : les mouillages TAO/TRITON	83
2.3	Modèle numérique	88
2.3-1	ROMS : un modèle régional à haute résolution	88
2.3-2	Principaux paramètres de la configuration utilisée	93
2.4	Objectifs et méthodologie	96
2.4-1	Objectifs	96
2.4-2	Méthodologie	97
II	Contrôle de la biologie par la physique à différentes échelles de temps	99
3	Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface	101
	Introduction	103
3.1	Outils statistiques	104
3.1-1	Données utilisées et traitements appliqués	104

TABLE DES MATIÈRES

3.1-2	La transformée de Fourier	104
3.1-3	La transformée en ondelettes	106
3.1-4	Les EOF	107
3.2	Résultats	109
3.2-1	Analyse globale du signal couleur de l'eau	109
3.2-2	Importance relative des différentes échelles de variabilité	113
3.2-3	Deux modes dominants : le saisonnier et l'interannuel	118
	Conclusion	123
4	Variabilité saisonnière	125
	Introduction	127
	Article : Seasonal variability of the surface chlorophyll in the western tropical Pacific from SeaWiFS data	128
	Conclusion	149
5	Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati	151
	Introduction	153
5.1	Description générale : contexte et hypothèses	154
5.1-1	Contexte grande échelle	154
5.1-2	Synthèse des études antérieures	156
5.1-3	Description de l'événement et stratégie adoptée	160
5.1-4	Les différentes phases du bloom	161
5.2	Utilisation d'une configuration ROMS	165
5.2-1	Présentation de la configuration Kiribati	165
5.2-2	Validation	166
5.2-3	Expériences réalisées	169
5.3	Résultats	175
5.3-1	Article : Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997-98 El Niño: the role of the Kiribati Islands	175

5.3-2	Etude détaillée des sorties du modèle	181
5.3-3	Expériences de traceur passif : étude du nitrate	187
5.3-4	Expériences de flotteurs lagrangiens : étude du fer	193
5.3-5	Rôle du vent	200
	Conclusion	203
6	La variabilité à l'échelle intrasaisonnière : les coups de vent d'ouest	207
	Introduction	209
6.1	Contexte général	210
6.1-1	Description et classification des coups de vent d'ouest	210
6.1-2	Réponse dynamique de l'océan	211
6.1-3	Réponse biologique de l'océan	212
6.1-4	Stratégie adoptée	213
6.2	Etude générale des WWB	214
6.2-1	Aperçu des WWB et de la réponse biologique associée	214
6.2-2	Analyse EOF multivariée	215
6.3	Mécanismes d'enrichissement lors des WWB	219
6.3-1	WWB de type "local"	219
6.3-2	WWB de type "advectif"	225
	Conclusion	229
	Conclusion générale	231
	Annexes	237
	A Configuration Kiribati : paramétrisation	239
	B Configuration Kiribati : validation	241
	Références	249

Résumé

Le Pacifique tropical ouest (120°E-160°W, 20°S-20°N) est une région complexe où coexistent deux écosystèmes aux frontières variables, et aux caractéristiques physiques et biologiques très différentes. A l'ouest, les eaux chaudes et peu salées de la *warm pool* constituent un écosystème oligotrophe, limité en premier lieu par le nitrate. A l'est, les eaux de la *cold tongue* sont froides et salées ; l'écosystème est plus productif grâce à l'upwelling équatorial, et limité par le fer.

Nous utilisons les concentrations en chlorophylle SeaWiFS comme proxy pour la biomasse phytoplanctonique sur la période septembre 1997 à décembre 2004. Une analyse statistique nous permet de dégager les principaux modes spatiaux-temporels où se concentre la variabilité de la chlorophylle. Nous étudions ensuite successivement le cycle saisonnier, un bloom lié à la terminaison de l'événement El Niño de 1997-98 (manifestation de l'activité interannuelle) et l'action des coups de vent d'ouest à l'échelle intrasaisonnière.

Cette thèse nous a permis de mettre en évidence et d'explorer une variabilité biologique dans le Pacifique tropical ouest relativement méconnue, contrôlée au premier ordre par la variabilité des vents et des courants. Cette étude met également en lumière l'influence des îles et régions côtières sur la variabilité de la chlorophylle, bien au-delà des systèmes côtiers.

Liste des principaux sigles et abréviations utilisés

AFDW	Ash-Free Dry Weight	(pour le zooplancton)
BLT	Barrier Layer Thickness	(épaisseur de la couche barrière)
COI	Cone of Influence	(cône d'influence)
DCM	Deep Chlorophyll Maximum	(maximum profond de chlorophylle)
ENSO	El Niño Southern Oscillation	
EOF	Empirical Orthogonal Functions	
EUC	Equatorial UnderCurrent	(sous-courant équatorial)
FFT	Fast Fourier Transform	
HNLC	High Nutrient - Low Chlorophyll	
MJO	Madden-Julian Oscillation	
MLD	Mixed Layer Depth	(profondeur de la couche mélangée)
NEC	North Equatorial Current	(courant équatorial nord)
NECC	North Equatorial CounterCurrent	(contre-courant équatorial nord)
NGCUC	New Guinea Coastal UnderCurrent	
PNG	Papua / New Guinea	(Papouasie / Nouvelle-Guinée)
ROMS	Regional Ocean Modeling System	
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor	
SEC	South Equatorial Current	(courant équatorial sud)
SECC	South Equatorial CounterCurrent	(contre-courant équatorial sud)
SLA	Sea Level Anomalies	(anomalies de hauteur de la mer)
SOI	Southern Oscillation Index	(indice d'oscillation australe)
SSH	Sea Surface Height	(hauteur de la mer)
SST	Sea Surface Temperature	(température de surface de la mer)
TIW	Tropical Instability Wave	(onde tropicale d'instabilité)
WWB	Westerly Wind Burst	(coup de vent d'ouest)

Introduction générale

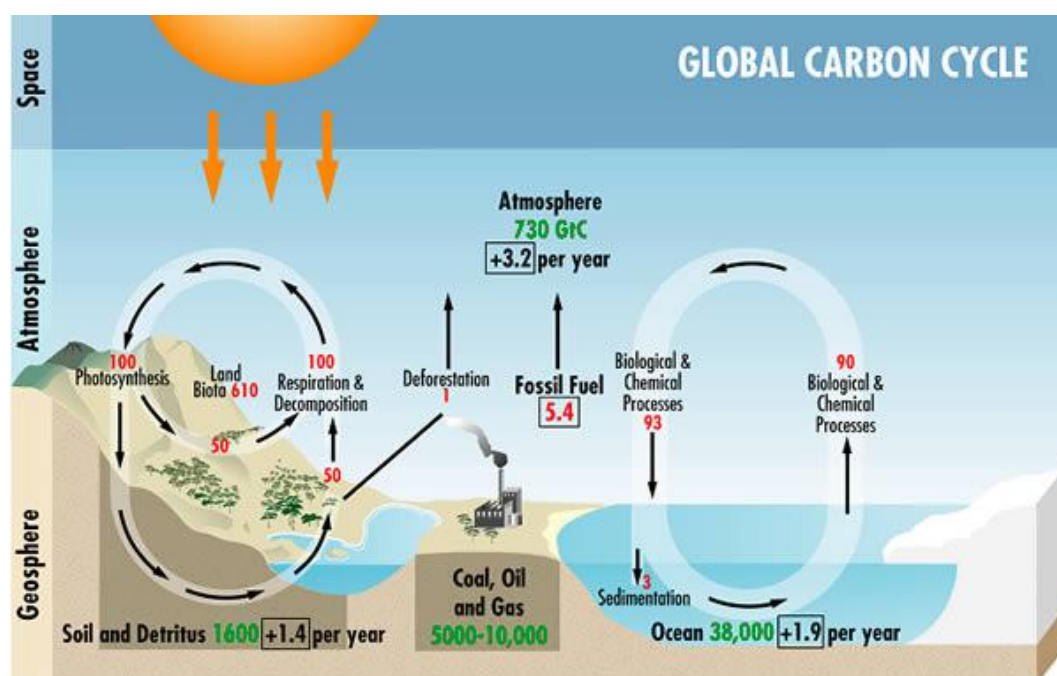
↔ Contexte

Depuis quelques dizaines d'années, la possibilité d'un réchauffement global lié aux activités humaines a été suggérée, puis l'idée a fait son chemin dans les esprits, et est aujourd'hui largement reconnue par la communauté scientifique internationale. Premier coupable désigné : le dioxyde de carbone (CO_2), gaz à effet de serre que l'homme rejette dans l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle, à partir de stocks fossiles (charbon, pétrole). L'accumulation du CO_2 dans l'atmosphère a pour conséquences une augmentation de l'effet de serre, et un réchauffement global de la planète.

Afin de prévoir l'intensité et les conséquences de ce changement climatique, une meilleure compréhension du cycle du carbone est indispensable. L'océan joue un rôle majeur dans celui-ci, à la fois source et puits de carbone pour l'atmosphère, régulateur à l'échelle des siècles des concentrations en CO_2 atmosphérique. Le schéma de la page suivante présente de façon simplifiée les flux de carbone existant entre les différents réservoirs.

La quantité de CO_2 dans l'atmosphère augmente de 3.2 GtC an^{-1} , alors que les rejets anthropiques (industries et déforestation) sont de l'ordre de 6.4 GtC an^{-1} . La différence est stockée en proportion à peu près égale dans la biosphère continentale et dans les océans. En particulier pour ce qui nous intéresse, le flux anthropique stocké dans l'océan (1.9 GtC an^{-1}) est nettement plus faible que les flux échangés ($\sim 90 \text{ GtC an}^{-1}$), ce qui le rend difficile à quantifier précisément. Le flux absorbé par l'océan est stocké en profondeur, par des processus physiques (dissolution du CO_2 puis entraînement vers les abysses dans les zones de formation d'eaux profondes) et biologiques (consommation du CO_2 par photosynthèse des plantes marines, puis export de matière organique ou inorganique solide vers les profondeurs).

Il est particulièrement important aujourd'hui de parvenir à estimer de manière plus précise ces flux de carbone, et à prévoir la façon dont ils évolueront dans l'avenir. Pour cela, une meilleure connaissance des différents processus impliqués est indispensable. En ce qui



Cycle global du carbone. Cette représentation schématique montre les réservoirs globaux de carbone en gigatonnes de carbone (vert, 1 GtC = 1012 kg), ainsi que les flux annuels (rouge) et les taux d'accumulation en GtC an⁻¹, calculés sur la période 1990 à 1999. Ces valeurs sont approximatives et des incertitudes considérables existent pour certaines valeurs de flux. D'après la figure 9 de "The Greenhouse Effect and Climate Change"¹ (2003).

concerne l'assimilation de CO₂ par le phytoplancton (algues marines microscopiques), il est nécessaire de mieux comprendre la variabilité et le fonctionnement des écosystèmes marins.

En marge du réchauffement climatique et du cycle du carbone, d'autres problématiques nécessitent une meilleure connaissance du phytoplancton. Étant le premier maillon de la chaîne alimentaire, sa variabilité exerce également un contrôle sur celle des échelons trophiques supérieurs, jusqu'aux poissons, d'où des implications certaines pour la prévision des zones de pêche par exemple.

De plus, la concentration de phytoplancton dans l'eau de mer modifie la clarté de celle-ci, donc la façon dont la chaleur est emmagasinée dans l'océan, et donc la physique même de l'océan : température de l'eau, stratification, profondeur de la couche mélangée, phénomènes de divergence et d'upwelling, etc (voir par exemple (*Murtugudde et al., 2002*)). Si la façon dont la dynamique de l'océan contrôle la biologie commence à être relativement bien comprise, les chercheurs commencent à peine à tenter de comprendre les rétroactions de la biologie sur la physique.

Cette thèse s'inscrit dans cette problématique de l'étude du phytoplancton : l'objectif est d'étudier les mécanismes de variabilité du phytoplancton dans une région particulière, le Pacifique tropical ouest (120°E-160°W, 20°S-20°N).

¹ accessible en ligne à l'adresse <http://www.bom.gov.au/info/GreenhouseEffectAndClimateChange.pdf>.

↔ Région d'étude : le Pacifique tropical ouest

Le Pacifique tropical est une région océanique particulièrement étudiée, tant du point de vue physique que biologique. Tout d'abord parce que c'est le siège d'un événement climatique majeur : le phénomène El Niño, manifestation du couplage océan/atmosphère ayant lieu tous les 3 à 7 ans, perturbation du climat à l'échelle globale ayant un impact considérable sur la biosphère et les activités humaines. D'autre part, le Pacifique tropical, dans ses zones centrale et est, joue un rôle important dans le cycle du carbone. Cette région d'upwelling, fortement productive, est à la fois source et puits de CO₂ atmosphérique : dégazage de CO₂ vers l'atmosphère à cause de l'upwelling, et absorption par la pompe biologique. En conséquence, le fonctionnement des écosystèmes du Pacifique tropical centre/est a été beaucoup étudié, et est relativement bien compris aujourd'hui.

La dynamique du Pacifique tropical ouest a été très étudiée également, car l'on pense aujourd'hui qu'El Niño y naît ; comprendre cette région est donc essentiel pour prévoir son apparition. Cependant par contraste avec le Pacifique centre/est, le Pacifique tropical ouest est majoritairement une région oligotrophe, c'est-à-dire peu productive. Peu d'études ont été réalisées sur la biologie et les écosystèmes dans cette région. Pourtant, des ruptures d'oligotrophie (enrichissement de l'océan) sont observées à différentes échelles de temps et en différents endroits, et des captures de thons exceptionnellement élevées sont réalisées dans la région (*Lehodey et al., 1997*), ce qui suggère que le Pacifique tropical ouest est biologiquement plus actif que ce que l'on pourrait imaginer. Cette thèse participe donc à l'effort de mieux comprendre cette région complexe.

↔ Méthodologie

Le principal problème qui se pose à toute personne tentant d'étudier la biologie à grande échelle est le manque de données. En effet, les paramètres physiques de l'océan sont en permanence et depuis des décennies mesurés par des satellites et des mouillages, de telle sorte que nous disposons d'une banque de données conséquente. En revanche, peu de données biologiques *in situ* sont disponibles, et la principale variable biologique actuellement mesurable depuis l'espace est la concentration en chlorophylle de surface. Cette thèse est donc construite en premier lieu autour des données de concentration en chlorophylle mesurées à partir de la couleur de l'eau par le satellite SeaWiFS, lancé en septembre 1997.

Nous utilisons les concentrations en chlorophylle comme proxy pour la biomasse phytoplanctonique. Ceci ne constitue qu'une approximation, mais au premier ordre les variations des concentrations en chlorophylle sont corrélées avec les variations de la biomasse phytoplanctonique. Cependant au deuxième ordre, le ratio Chl:C (concentration en chlorophylle par rapport à la biomasse de carbone phytoplanctonique) est variable et dépend de la physiologie du phytoplancton (*Behrenfeld et al., 2005*).

En conséquence, cette thèse est basée sur la chlorophylle, mais nous sommes conscients qu'il ne s'agit que d'une première étape dans la compréhension des écosystèmes marins et en particulier du phytoplancton. De nouvelles avancées ont été faites récemment dans l'utilisation de la chlorophylle et des données de couleur de l'eau en général : indice de la biomasse de carbone comme expliqué ci-dessus (*Behrenfeld et al., 2005*), détermination des groupes phytoplanctonique (*Alvain et al., 2005*), calcul du profil vertical en fonction de la concentration de surface (*Uitz et al., 2006*).

Nous avons tenté de comparer ces données de chlorophylle avec les données physiques existant dans la région, tant satellite que *in situ*. Nous avons aussi utilisé le modèle régional ROMS¹, afin de mieux comprendre les mécanismes responsables des enrichissements observés.

↪ Objectifs

Le but de cette étude est de **mieux comprendre et caractériser la variabilité de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest, ainsi que les mécanismes qui en sont responsables.**

Pour cela, nous nous sommes efforcés d'identifier les échelles spatio-temporelles dominantes du signal couleur de l'eau, et d'évaluer leur degré de couplage avec la dynamique particulière de la région. De façon pratique, nous recherchons les structures cohérentes entre les champs physiques et biologique à différentes échelles de temps, afin de **mettre en évidence les facteurs physiques déterminant les variations de la distribution spatiale et temporelle de la chlorophylle.**

↪ Plan de la thèse

Ce manuscrit s'articule en deux parties. La première est une introduction générale du sujet, comprenant une description de la région étudiée (chapitre 1) et des outils à notre disposition (chapitre 2). Cela nous permet de décrire plus précisément ce qui a déjà été fait dans notre région (état des connaissances), et ce qu'il reste à faire. A partir de cela, nous définissons ce que nous souhaitons tenter de comprendre et expliquer, et la méthode utilisée.

La deuxième partie est constituée des résultats proprement dits. Le chapitre 3 est une étude générale de la variabilité des concentrations en chlorophylle de surface, à partir de laquelle nous dégageons les modes principaux de variabilité dans la région. Les chapitres suivants étudient successivement les variations de chlorophylle à ces différentes échelles de temps : cycle saisonnier (chapitre 4), mode interannuel (chapitre 5), et variations à l'échelle intrasaisonnière (chapitre 6).

¹ Regional Ocean Modeling System

Première partie

Contexte et outils

Chapitre 1

Présentation générale du Pacifique tropical ouest

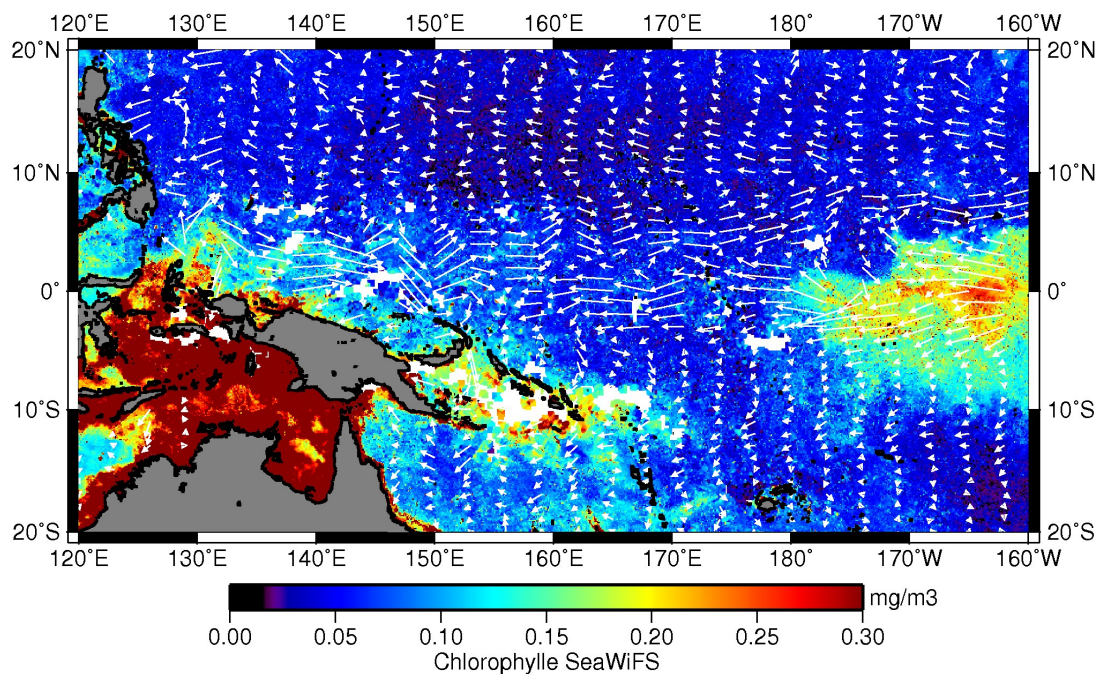


Figure 1.1 – Carte SeaWiFS de concentrations en chlorophylle de surface (mg m^{-3}), moyenne du 15 au 19 septembre 2004. Les flèches blanches représentent les courants OSCAR à la même date, les pixels blancs les données manquantes.

Sommaire

Introduction	23
1.1 Quelques rappels sur le fonctionnement des écosystèmes marins	24
1.1-1 Le phytoplancton	24
1.1-2 Contrôle par la disponibilité des nutriments	25
1.1-3 Contrôle par le zooplancton	28
1.1-4 Bilan des différents contrôles exercés sur le phytoplancton	28
1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest	29
1.2-1 Dynamique de la région : vents et courants	29
1.2-2 Structure thermohaline	33
1.2-3 Principaux modes de variabilité	38
1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques	45
1.3-1 A l'ouest : la <i>warm pool</i>	47
1.3-2 A l'est : la <i>cold tongue</i>	52
1.3-3 La zone de front	54
1.3-4 Au nord et au sud : les gyres subtropicales	55
1.3-5 Synthèse : comparaison des écosystèmes oligotrophe (<i>warm pool</i>) et HNLC (<i>cold tongue</i>)	57
1.4 Écosystèmes du Pacifique tropical : variabilité	60
1.4-1 Les concentrations en chlorophylle au rythme d'ENSO	60
1.4-2 Autres modes de variabilité de la chlorophylle de surface	67
Conclusion	69

Introduction

Cette thèse s'intitule **“Contrôle de la dynamique de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest”**. L'objectif de ce premier chapitre est donc de préciser un peu mieux chacun de ces termes, afin de poser le contexte général de cette thèse, et de faire une présentation aussi complète que possible de l'état des connaissances sur ce thème en-dehors du travail présenté ici.

Nous allons tout d'abord nous intéresser à la notion de **biomasse phytoplanctonique**, et au **contrôle** de cette biomasse. Quelques rappels généraux sur le fonctionnement des écosystèmes marins nous permettent d'introduire les différents types de forçages qui peuvent s'exercer sur le phytoplancton, et contrôler ainsi sa croissance.

Ensuite, nous présentons plus spécifiquement la région d'étude, à savoir le **Pacifique tropical ouest**. Nous détaillons les systèmes de courants et vents dans la région, ainsi que les caractéristiques physiques et biologiques des différents écosystèmes en présence. Enfin, la notion de **“dynamique”** impliquant celle de “variabilité”, nous décrivons au fur et à mesure les différents modes de variabilité associés à chacun des systèmes physiques et biologiques présentés.

1.1 Quelques rappels sur le fonctionnement des écosystèmes marins

1.1-1 Le phytoplancton

Cette thèse a pour thème principal l'étude de la "biomasse phytoplanctonique", qui représente la masse d'organismes phytoplanctoniques présents dans un milieu donné, ici le Pacifique tropical ouest.

Ces organismes phytoplanctoniques, ou "phytoplancton", sont des organismes autotrophes qui produisent leur propre matière organique par photosynthèse. Par ce mécanisme, le phytoplancton capte l'énergie lumineuse, le CO_2 dissous et les éléments nutritifs (macro- et micro-nutriments) présents de l'eau de mer, afin de fabriquer l'oxygène et de la matière organique carbonée, participant ainsi au cycle du carbone. Le mot "phytoplancton" signifie "plancton végétal", le plancton étant lui-même défini comme l'ensemble des organismes, en général de très petite taille, qui flottent plus ou moins passivement dans les eaux.

↔ Le phytoplancton dans le cycle du carbone : notion de production

Cette synthèse de matière organique s'appelle alors production primaire (PP), et a lieu dans la couche éclairée de surface (couche euphotique¹), qui peut atteindre plus de 100 m de profondeur en cas d'eaux très claires. On distingue deux types de productions primaires :

- **la production régénérée (PR)** : production qui utilise les nutriments reminéralisés localement dans la couche euphotique
- **la production nouvelle (PN)** : production résultant d'apports de nutriments depuis l'extérieur de la couche euphotique (océan profond ou apports atmosphériques).

Par définition, on a donc $PP = PR + PN$. On peut alors introduire le facteur f qui mesure la proportion de production nouvelle par rapport à la production primaire totale : $f = PN/PP$. Ce rapport est un indice de l'activité biologique de l'écosystème, typiquement $f < 0.1$ dans les écosystème oligotrophes, $f > 0.5$ dans les zones riches.

Une autre notion importante est celle de la production exportée depuis la couche euphotique vers l'océan profond (PE), qui correspond donc à l'absorption de carbone par les océans (pompe biologique). Si l'on considère un système à l'équilibre, typiquement en régime stationnaire sur une année, on a alors $PN = PE$. Une augmentation de la production nouvelle a ainsi pour conséquence (à long terme) une augmentation de la pompe biologique, donc du stockage de carbone dans l'océan profond, et a donc un impact sur le cycle du carbone.

A noter enfin que l'on appelle "productivité" la production primaire ramenée à l'unité de biomasse.

¹ définie habituellement comme la région où la lumière est supérieure à 1% de la lumière incidente en surface.

1.1 Quelques rappels sur le fonctionnement des écosystèmes marins

↔ Le phytoplancton dans la chaîne alimentaire

D'autre part, le phytoplancton représente le premier maillon de la chaîne alimentaire dans les océans. Cela signifie qu'il est brouté par le zooplancton herbivore, lui-même brouté par le zooplancton carnivore, et ainsi de suite jusqu'aux échelons trophiques supérieurs (poissons et humains).

Le contrôle de la biomasse phytoplanctonique s'effectue donc à deux niveaux :

- ⇒ **contrôle en amont** : disponibilité des éléments indispensables à la croissance du phytoplancton (nécessaires à la photosynthèse), à savoir lumière, CO_2 , et nutriments
- ⇒ **contrôle en aval** (par le niveau trophique supérieur) : broutage par le zooplancton

Dans la couche euphotique, le CO_2 (carbone inorganique dissous) est toujours présent à cause de la proximité de la surface, où les échanges entre le CO_2 océanique dissous et le CO_2 atmosphérique s'effectuent librement. Dans ce chapitre, nous nous intéressons donc essentiellement au contrôle de la biomasse phytoplanctonique par la présence ou non de nutriments et de zooplancton, dans la couche euphotique.

1.1-2 Contrôle par la disponibilité des nutriments

1.1-2.a Notion de nutriment limitant

Ici interviennent les notions de “nutriment limitant” et de “colimitation” : en effet, plusieurs nutriments sont nécessaires à la photosynthèse et à la croissance du phytoplancton. On distingue deux types principaux de nutriments utilisables par le phytoplancton :

- **les macro-nutriments** :
 - azote (N) sous forme de nitrate (NO_3^-), nitrite (NO_2^-), ammonium (NH_4^+), et même azote moléculaire (N_2) pour les diazotrophes (voir ci-après)
 - phosphore (P) sous forme de phosphate (PO_4^{3-})
 - silicium (Si) pour certaines espèces, sous forme de silicate ($\text{Si}(\text{OH})_4$)
- **les micro-nutriments** : métaux-trace de type fer, manganèse, zinc, cobalt.

Suivant leur concentration dans l'océan, ces nutriments sont limitants ou non : en particulier en ce qui concerne l'azote et le phosphore, le rapport de Redfield (rapport stoechiométrique constant à grande échelle) donne : $O/C/N/P = -172/105/16/1$, ce qui signifie que pour un atome de phosphore utilisé lors de la photosynthèse, 16 atomes d'azote et 105 atomes de carbone sont consommés alors que 172 atomes d'oxygène sont produits. Si $N/P \ll 16$, P est en excès et N est donc l'élément qui limite la photosynthèse : on dit alors que le nitrate est **nutriment limitant**.

De façon générale, tout nutriment (macro- ou micro-nutriment) peut être nutriment limitant, dès qu'il est en déficit dans l'océan. Si plusieurs nutriments sont limitants, on parle de **colimitation**.

Il est intéressant de noter que tous les organismes ne sont pas égaux devant les limitations. Ainsi une limitation en silicate n'affectera que certaines espèces (diatomées par exemple) qui en ont besoin pour fabriquer leur test en silice. D'un autre côté, certains organismes ont la capacité de s'affranchir de la limitation par le nitrate ou l'ammonium en assimilant directement l'azote sous forme moléculaire dissoute N_2 : c'est la diazotrophie. Ces organismes (par exemple *Trichodesmium spp.*) jouent de ce fait un rôle biogéochimique important car leur floraison peut faire passer le système d'une limitation par l'azote à une limitation par le phosphore.

Si l'on se place dans un écosystème donné, une augmentation de la production pourra donc être obtenue par une augmentation de la concentration en nutriment limitant. En cas de forte augmentation des concentrations en chlorophylle et de la biomasse phytoplanctonique, on parle de bloom¹. Mais quelles sont les réservoirs de ces nutriments ? Et quels sont les mécanismes permettant un apport de nutriments depuis le réservoir correspondant ?

1.1-2.b Mécanismes de la production nouvelle

Comme expliqué plus haut, la production primaire se décompose en production régénérée et production nouvelle. Nous nous intéressons ici à la production nouvelle, à cause de son rôle dans le cycle du carbone (puisque, à l'équilibre, elle correspond à la production exportée), et car nous n'avons pas les moyens d'estimer la variabilité de la production régénérée. Une augmentation de la production est associée à une augmentation de la biomasse phytoplanctonique et des concentrations en chlorophylle, et est donc détectable par SeaWiFS. En particulier, une augmentation de la production nouvelle est directement liée à une augmentation des apports en nutriments depuis l'extérieur de la couche euphotique. Si l'on se place en océan ouvert, on peut alors distinguer deux réservoirs essentiels de nutriments : profondeurs de l'océan et atmosphère. Il existe aussi des réservoirs de nutriments sur les continents (apports par les fleuves et l'érosion), mais qui concernent essentiellement le domaine côtier.

Si l'on exclut le mécanisme de reminéralisation locale, qui est un processus biologique et concerne la production régénérée, les mécanismes permettant un apport de nutriments dans la couche euphotique sont exclusivement de type physique (production nouvelle). On peut distinguer les apports par la surface, par les côtés, et par le fond ([Figure 1.2](#)).

Les apports par la surface incluent la déposition par apports éoliens, et la dissolution d'un gaz dans l'eau de mer (azote), assimilé ensuite par le phytoplancton (diazotrophie, mentionnée plus haut). Cependant, les apports éoliens sont le plus souvent faibles en océan ouvert à cause de l'éloignement des continents (voir [Tegen et Fung \(1994\)](#), leur figure 3),

¹ Le terme français correspondant est "poussée phytoplanctonique", mais nous conserverons le terme anglais, utilisé couramment.

1.1 Quelques rappels sur le fonctionnement des écosystèmes marins

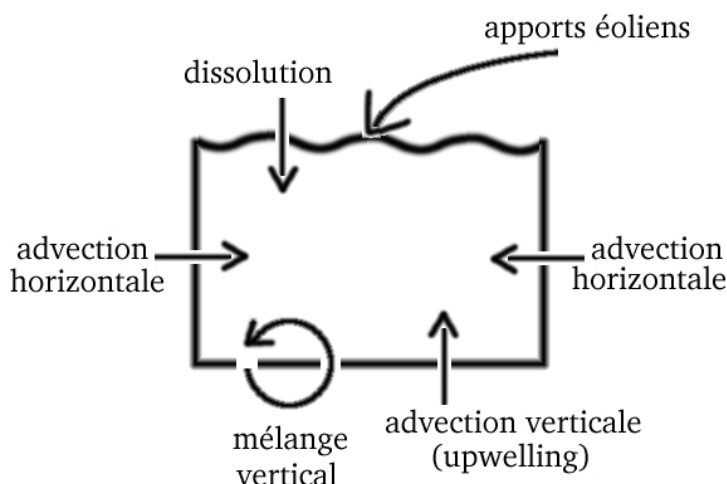


Figure 1.2 – Schéma simplifié des mécanismes permettant un apport de nutriments dans la couche euphotique.

et la diazotrophie est difficilement quantifiable, même s'il existe des tentatives pour le faire (voir par exemple *Capone et al. (2005)* dans l'Atlantique Nord).

Les apports par le fond (processus verticaux) peuvent être de l'advection verticale (phénomènes d'upwelling) ou du mélange. L'upwelling est causé par l'existence de vitesses verticales positives au niveau d'une divergence des courants, elle-même créée par l'action du vent (pompage d'Ekman, phénomène d'upwelling côtier), ou par une perturbation de la circulation de surface (présence de tourbillons cycloniques, divergence des courants équatoriaux à cause de la force de Coriolis, etc.). Le mélange est dû à l'action du vent, au cisaillement, à la turbulence, etc.

Les apports par les côtés (processus horizontaux), quant à eux, sont essentiellement de nature advective : la circulation de l'océan entraîne des masses d'eau qui peuvent être riches en nutriments.

Les caractéristiques globales du contrôle du phytoplancton par la disponibilité des nutriments peuvent donc se résumer ainsi :

- **réservoirs de nutriments** : situés essentiellement en profondeur (apports atmosphériques souvent plus faibles et difficilement quantifiables)
 - **mécanismes possibles d'apport de nutriments dans la couche euphotique (production nouvelle)** :
 - apports atmosphériques : apports éoliens, diazotrophie
 - processus verticaux locaux : advection verticale, mélange vertical
 - processus horizontaux : advection horizontale depuis des régions plus riches
 - “moteurs” des ces mécanismes : dynamique de l'océan, action des vents
- ⇒ **c'est la physique qui contrôle les apports de nutriments responsables de la production nouvelle.**

1.1-3 Contrôle par le zooplancton

Le zooplancton, plancton animal, se nourrit directement (herbivore) ou indirectement (carnivore) de phytoplancton, et exerce ainsi un contrôle sur sa biomasse : c'est la pression de broutage. Le zooplancton participe aussi activement aux flux biogéochimiques des éléments par la reminéralisation de la matière organique, et également par le transfert de matière organique vers les profondeurs (notamment par excrétion de pelotes fécales, qui chutent vers le fond) et vers les niveaux trophiques supérieurs (lui-même se faisant brouter à son tour).

Il est très difficile d'estimer la pression de broutage exercée par le zooplancton sur le phytoplancton. En effet, très peu de données sont disponibles, obtenues principalement lors de campagnes qui restent très ponctuelles. Elles indiquent cependant une différence notable de la biomasse zooplanctonique suivant les écosystèmes considérés.

1.1-4 Bilan des différents contrôles exercés sur le phytoplancton

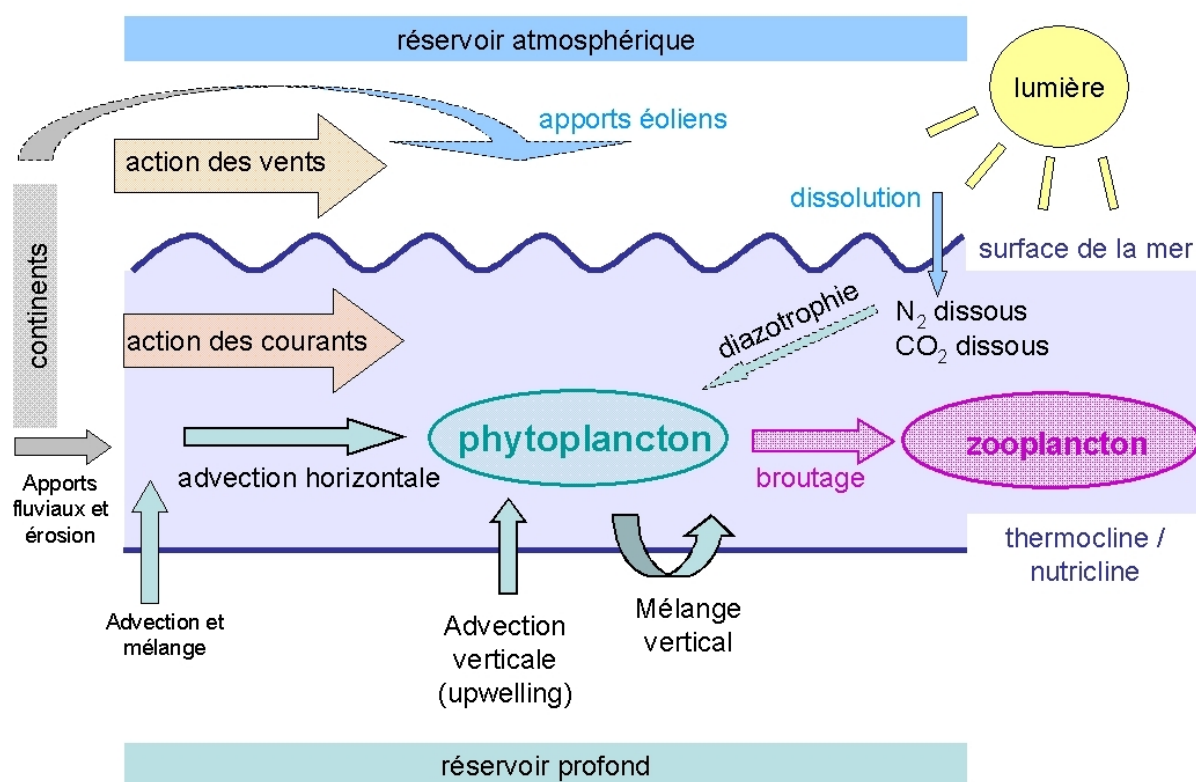


Figure 1.3 – Schéma récapitulant les différents contrôles exercés sur le phytoplancton, en amont (flèches dirigées vers le phytoplancton) et en aval (flèche de broutage).

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest : courants, vents, structure thermohaline

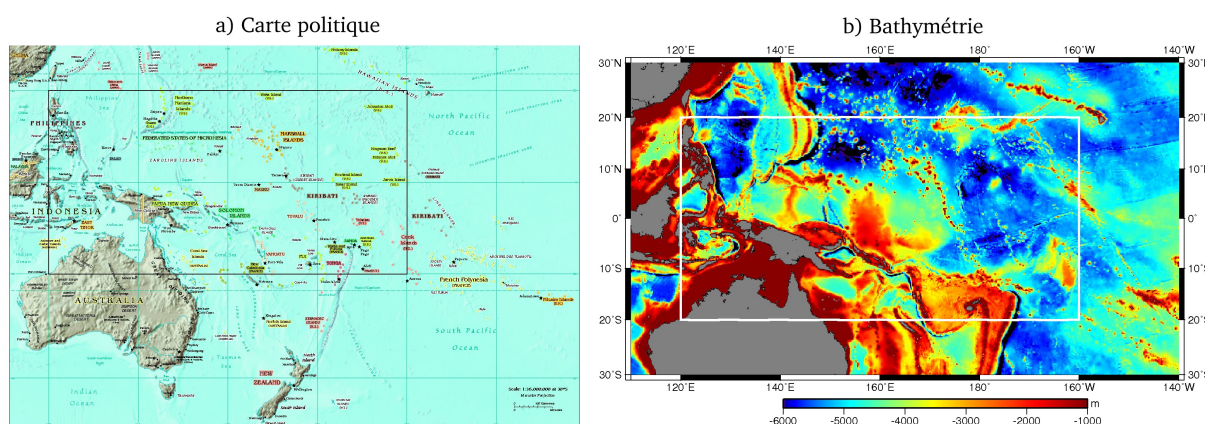


Figure 1.4 – Cartes du Pacifique tropical : a) carte politique de l'Océanie ; b) bathymétrie du Pacifique tropical (etopo2). La zone d'étude est encadrée dans les deux cas.

La région que nous étudions est le Pacifique tropical ouest, défini ici comme la zone 120°E - 160°W , 20°S - 20°N (Figure 1.4). La partie ouest de cette région est très complexe, de par la proximité de continents et îles tels que l'Australie, la Papouasie / Nouvelle-Guinée (PNG), la Chine, l'Indonésie, les Philippines, etc, et également de part la présence de passages indo-pacifique au travers de l'archipel indonésien. Il s'agit du seul passage reliant l'océan Indien et l'océan Pacifique au niveau des tropiques, et a donc été particulièrement étudié (voir par exemple la revue de [Godfrey \(1996\)](#)), notamment afin de comprendre ce qui contrôle le transport des masses d'eaux à cet endroit-là.

Nous nous intéressons dans un premier temps à la structure physique globale du Pacifique tropical : systèmes de courants et vents, structure thermohaline. Les courants étant largement forcés par les vents, nous allons tout d'abord présenter le système de vents à grande échelle dans la région, avant de détailler le système de courants associé, puis la structure thermohaline particulière qui en résulte. Pour finir, la dernière section présente les différents modes de variabilité de cet environnement physique.

1.2-1 Dynamique de la région : vents et courants

1.2-1.a Les vents dominants

La circulation atmosphérique de grande échelle, dans le Pacifique tropical, est dominée par l'existence de deux grandes cellules de circulation : les cellules méridiennes de Hadley (Figure 1.5a), et la cellule zonale de Walker (Figure 1.5b).

1. Présentation générale du Pacifique tropical ouest

La circulation de Hadley est créée à cause du déséquilibre énergétique opposant les régions équatoriales aux régions polaires : les masses d'air chaud convergent aux alentours de l'équateur vers une zone de forte convection, l'ITCZ¹ (zone intertropicale de convergence). L'air chaud s'élève alors, se refroidit et s'assèche en altitude tout en se dirigeant vers les pôles, avant de redescendre au niveau des tropiques. En conséquence, les vents dominants au sol sont dirigés des pôles vers l'ITCZ, alors qu'en altitude ils ont la direction opposée.

La circulation de Walker, quant à elle, provient des différences zonales de température entre l'ouest (eaux chaudes) et l'est (eaux froides) du bassin. L'air s'échauffe et s'humidifie dans l'ouest du bassin (zone de basse pression), et de même, s'élève en formant des nuages convectifs. Les masses d'air se dirigent alors en altitude vers l'est, se refroidissent et s'assèchent, jusqu'à redescendre au niveau du continent américain. En conséquence, les vents dominants au sol sont dirigés vers l'ouest.

La combinaison de ces cellules zonale et méridienne produit donc des vents dominants au sol qui sont dirigés vers l'ITCZ et vers l'ouest (vents de nord-est au nord de l'ITCZ, de sud-est au sud). Il s'agit des alizés, qui soufflent régulièrement à une vitesse de l'ordre de 20 km h^{-1} . Comme dit plus haut, les alizés de sud-est et de nord-est convergent au niveau de l'ITCZ, zone de basse pression, de fortes précipitations et de vents faibles.

Une autre zone de convergence existe dans l'hémisphère sud (convergence des alizés de sud-est) : la SPCZ² (voir par exemple *Kessler et Taft (1987)*). En moyenne annuelle, la SPCZ s'étend de la Nouvelle-Guinée jusque vers 30°S , 120°W , et rejoint l'ITCZ au nord. Elle se caractérise notamment comme l'une des bandes nuageuses les plus étendues et persistantes sur Terre (*Vincent, 1994*).

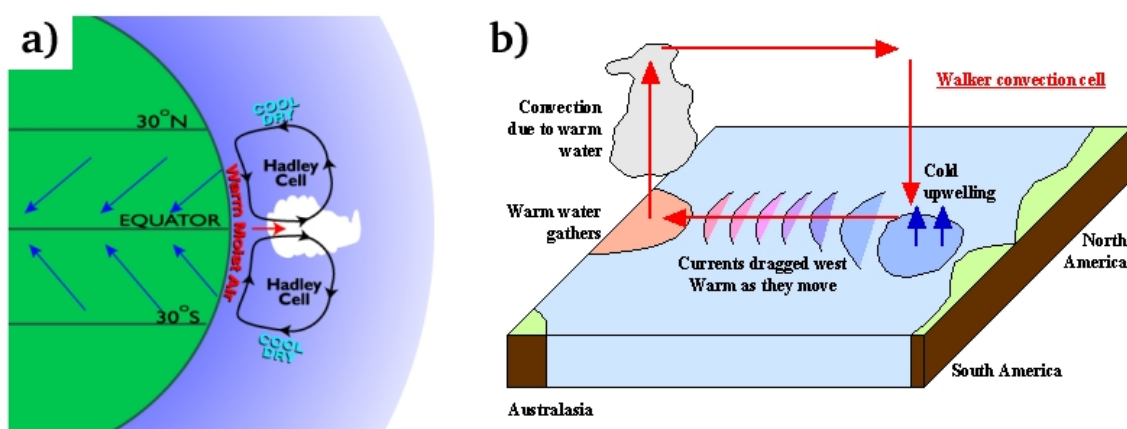


Figure 1.5 – Représentation schématique³ des cellules de Hadley (a) et Walker (b).

¹ InterTropical Convergence Zone

² South Pacific Convergence Zone

³ Schémas obtenus sur le site <http://www.ngdir.ir>.

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest

1.2-1.b Le système de courants

↪ Description des courants de surface

La figure 1.6 présente les courants moyens dans le Pacifique tropical ouest, pendant la période 1993 à 2005. Comme on peut le voir, il s'agit d'un système essentiellement zonal, même si les différents courants forment des méandres.

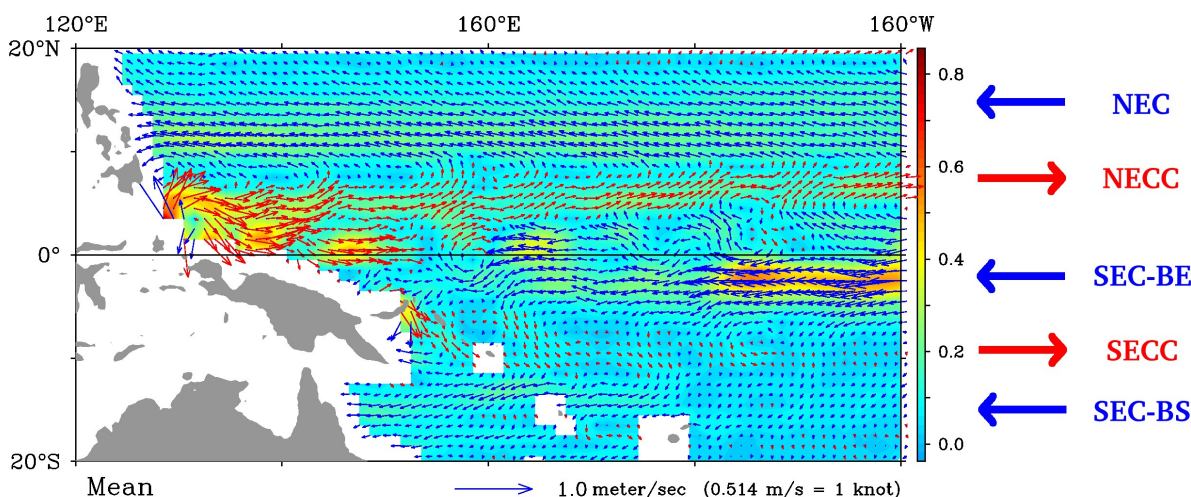


Figure 1.6 – Courants moyens de surface dans le Pacifique tropical ouest, sur la période 1993-2005 (produit OSCAR)¹.

L'existence des alizés génère, dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud, des courants dirigés vers l'ouest. Il s'agit des courants équatoriaux nord et sud (NEC² et SEC³, voir la figure 1.6). Ce dernier se sépare en deux branches, une branche équatoriale (BE, entre 6°S et l'équateur) et une branche sud (BS, entre 14°S et 11°S). La branche équatoriale étant la plus développée (le SEC-BS est même souvent inexistant), par la suite sans autre précision le SEC se référera au SEC-BE.

Entre ces courants dirigés vers l'ouest, existent des courants dirigés vers l'est : les contre-courants équatoriaux nord et sud (NECC⁴ et SECC⁵). Dans le Pacifique ouest, le NECC est situé entre l'équateur et 9°N, avec un maximum de vitesse entre 4°N et 6°N, alors que le SECC est situé entre 11°S et 6°S, avec un maximum de vitesse entre 9°S et 8°S (*Gouriou et Toole, 1993*).

En ce qui concerne l'extrême ouest de notre région, il est aussi nécessaire de signaler l'existence de deux tourbillons, le tourbillon de Mindanao (Mindanao Eddy, présent de manière quasi-permanente vers 7°N, 129°E) et celui d'Halmahera (Halmahera Eddy, présent saisonnièrement vers 2°N, 131°E). Le premier est associé au rebouclage NEC-NECC par le

¹ Image obtenue sur le site <http://www.oscar.noaa.gov/datadisply/index.html>. Pour une description du produit OSCAR, voir le paragraphe 2.1-2 page 79. ² North Equatorial Current ³ South Equatorial Current ⁴ North Equatorial CounterCurrent ⁵ South Equatorial CounterCurrent

courant du Mindanao dirigé vers le sud, alors que le second est associé au rebouclage SEC-NECC via le NGCC¹ (Lukas et al. (1991); Masumoto et Yamagata (1991); Wang et al. (2002)). La figure 1.7 présente de façon schématique le système de courants complexes existant à l'extrême ouest de notre zone d'étude. Une description plus précise des courants dans cette région peut également être trouvée dans Wang et al. (2002), Christian et al. (2004) ou dans la section 5 de l'article Messié et Radenac (2006) page 136.

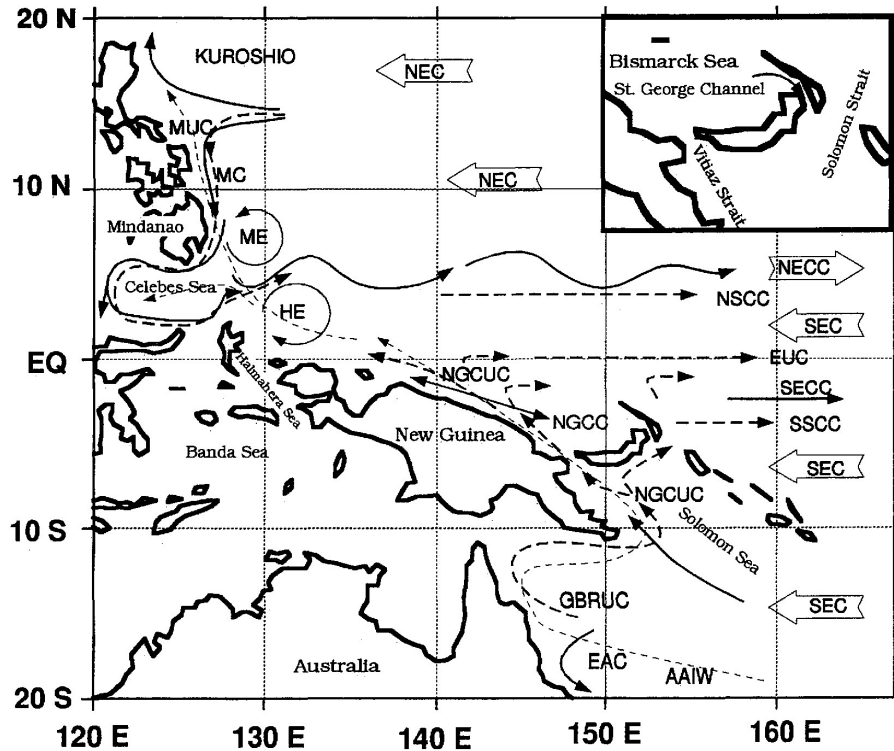


Figure 1.7 – Carte schématique des courants de surface (traits pleins), de subsurface (tirets épais), et de l'AAIW² (tirets fins) dans le Pacifique tropical ouest. Les courants de surface représentés sont le courant du Kuroshio, le courant de Mindanao (MC), le courant nord-équatorial (NEC), le contre-courant nord-équatorial (NECC), le courant côtier de Nouvelle-Guinée (NGCC), les deux branches du courant sud-équatorial (SEC). Les courants de subsurface sont le sous-courant côtier de Nouvelle-Guinée (NGCUC), le sous-courant équatorial (EUC), les courants de subsurface nord et sud (NSCC et SSCC), le sous-courant du Mindanao (MUC), et le sous-courant de la grande barrière de corail (GBRUC). Les tourbillons du Mindanao (ME) et Halmahera (HE) sont également indiqués. D'après la figure 1a de Fine et al. (1994).

↔ Structure verticale

Le courant de subsurface dont nous parlerons le plus au cours de cette thèse est le sous-courant équatorial (EUC³), dirigé vers l'est (Figure 1.8), globalement centré à l'équateur et situé à une profondeur de l'ordre de 200 m dans l'ouest du bassin, inférieure à 150 m à l'extrémité est de notre région, vers 160°W (voir par exemple Johnson et al. (2002), leur figure 5).

¹ New Guinea Coastal Current ² Antarctic Intermediate Water ³ Equatorial UnderCurrent

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest

Nous mentionnerons aussi le sous-courant côtier de Nouvelle-Guinée (NGCUC¹), qui longe la côte est de Nouvelle-Guinée en direction du nord-ouest avant de bifurquer vers l'est et de nourrir l'EUC (Figure 1.7), et dont le cœur se situe à une profondeur de l'ordre de 200 m également (Ueki et al., 2003).

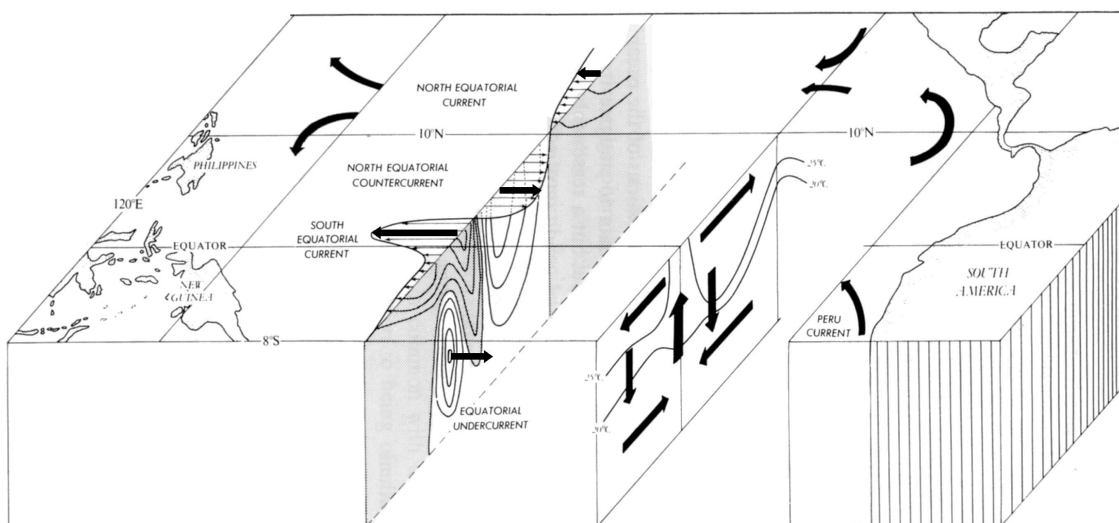


Figure 1.8 – Diagramme schématique de la circulation horizontale et verticale dans le Pacifique tropical. D’après la figure 2.1 de Philander (1990).

Une autre caractéristique de la structure verticale des vitesses dans le Pacifique tropical ouest est la présence d’upwellings. Upwelling équatorial tout d’abord, causé par la divergence des courants à l’équateur : le SEC étant dirigé vers l’ouest, il a tendance à être dévié vers le nord au nord de l’équateur, et vers le sud au sud de l’équateur. Il existe aussi un upwelling côtier dans notre région, l’upwelling saisonnier de PNG (essentiellement présent en hiver boréal), très clairement visible dans les données SeaWiFS comme une région de fortes concentrations en chlorophylle.

1.2-2 Structure thermohaline

1.2-2.a La *warm pool*

A cause du sens des vents dominants (alizés d’est) et du courant à l’équateur (SEC, dirigé vers l’ouest), les eaux de surface du Pacifique équatorial, réchauffées par le soleil, s’accumulent dans la partie ouest du bassin (Figure 1.9). Ainsi se forme une immense étendue d’eaux chaudes, les plus chaudes du globe, de salinité faible à cause des fortes précipitations existant dans la région (Figure 1.10) : il s’agit de la *warm pool* (“piscine d’eaux chaudes”

¹ New Guinea Coastal UnderCurrent

littéralement)¹. Cette accumulation des masses d'eaux enfonce la thermocline, qui est donc relativement profonde à l'ouest du bassin, autour de 150-200 m (Figure 1.9b).

La *warm pool* est alors souvent définie comme l'ensemble des eaux du Pacifique tropical ouest d'une température supérieure à 29°C. Elle est délimitée par les continents asiatiques et indonésiens à l'ouest, et un front très net, tant biologique que physique, à l'est (voir section 1.2-2.c page 37).

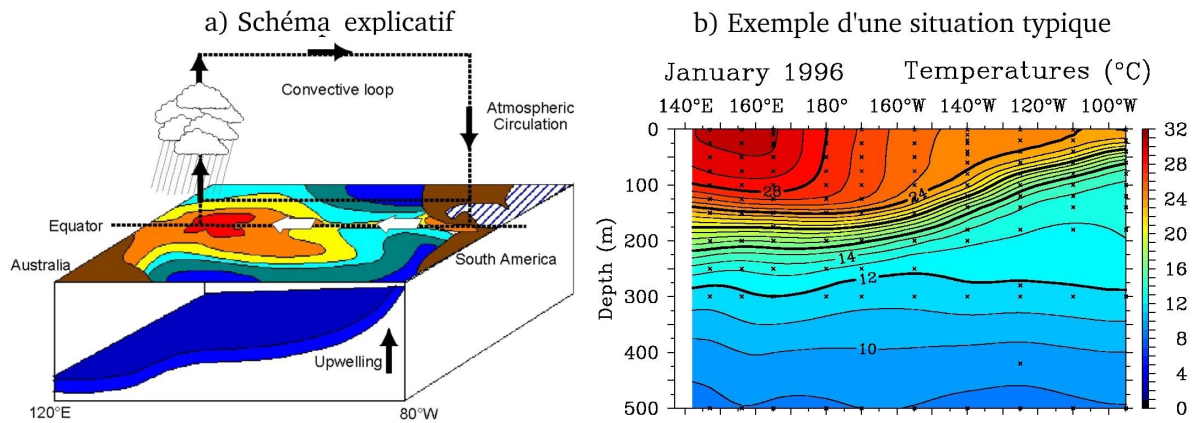


Figure 1.9 – a) Schéma explicatif du Pacifique équatorial dans les conditions normales (McPhaden, 2004) : les couleurs représentent les SST de façon schématisée, les mécanismes sont expliqués dans le texte. b) Exemple d'une situation typique : profils de température le long de l'équateur (moyenne 2°S-2°N), en janvier 1996 (données TAO²).

↔ Structure verticale

La structure verticale de la *warm pool* est caractérisée par une thermocline profonde (Figure 1.11a) : sommet de la thermocline typiquement vers 100 m, l'isotherme 20°C se trouvant autour de 150-200 m. La thermocline est davantage marquée et plus superficielle au nord qu'au sud (d'après Radenac et Rodier (1996) et les données TRITON à 156°E). Un maximum de salinité en subsurface est visible autour de 150 m de profondeur, davantage marqué au sud qu'au nord (Figure 1.11b). Cette langue de salinité élevée est d'origine subtropicale, et remonte vers le nord au niveau de la zone superficielle de la thermocline. Elle est associée à de faibles concentrations en nitrate (Radenac et Rodier, 1996).

Dans le Pacifique ouest, les précipitations sont largement en excès par rapport à l'évaporation : E-P³ est inférieur à -1 m, pratiquement dans toute la *warm pool* (Figure 1.10b page 35). En conséquence, les eaux de surface sont caractérisées par une salinité et une densité faibles, et la stratification est donc quasiment toujours stable.

¹ Cette expression anglaise n'ayant pas réellement d'équivalent en français, nous la conservons dans ce manuscrit. De même, par souci de symétrie, nous utilisons le terme *cold tongue* au lieu de "langue d'eaux froides".

² image obtenue sur le site <http://www.pmel.noaa.gov/tao/disdel/> ³ Evaporation - Précipitations

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest

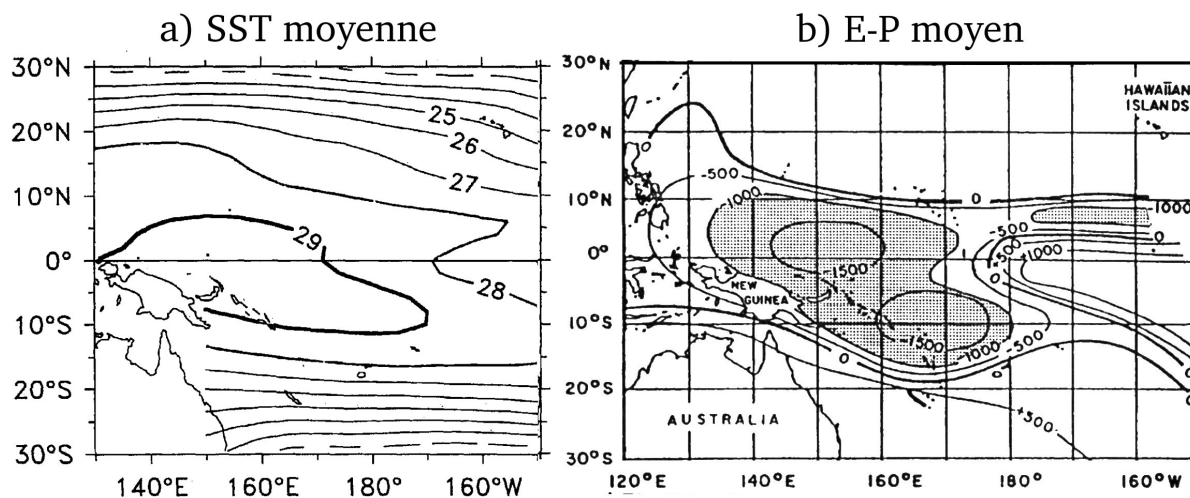


Figure 1.10 – a) Carte moyenne de la température de surface (années 1979-92, °C), d'après la figure 2 de *Delcroix (1998)*. b) Carte moyenne de E-P (mm), d'après la figure 14 de *Lukas et Lindstrom (1991)* (carte originale tirée de *Weare et al. (1981)*). Les zones grisées correspondent aux régions où l'apport d'eau douce est supérieur à 1 m an^{-1} .

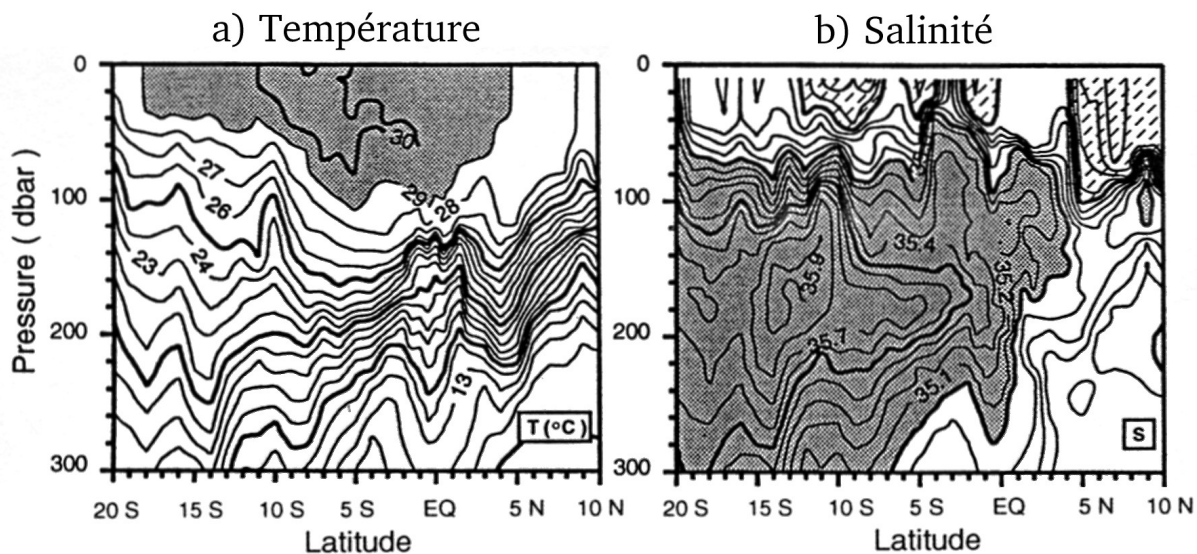


Figure 1.11 – Profils le long de 165°E, en janvier 1986 (campagne SURTROPAC 05), correspondant à des conditions de référence ie. neutres : (a) température (°C, contours tous les 1°C, températures supérieures à 29°C grisées) et (b) salinité (psu, contours tous les 0.1 psu, salinités supérieures à 35.0 psu grisées, inférieures à 34.5 psu hachurées). D'après la figure 3 de *Radenac et Rodier (1996)*.

↔ Couche barrière

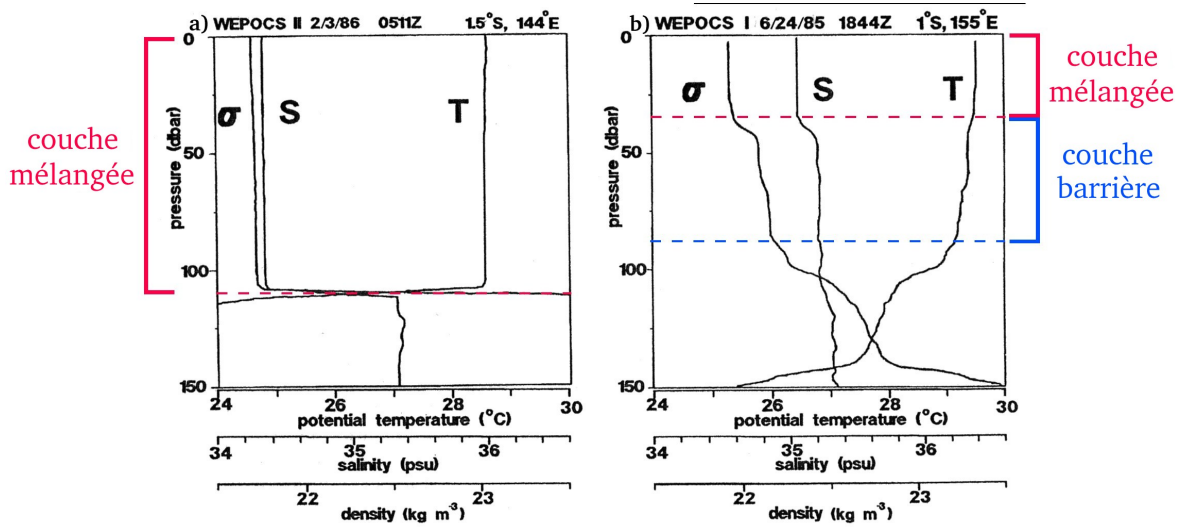


Figure 1.12 – Profils de température potentielle, salinité, et densité potentielle mesurés pendant les campagnes WEPOCS, à 1.5°S, 144°E en février 1986 (a) et à 1°S, 155°E en juin 1985 (b). La couche mélangée (rouge) et la couche barrière (bleue) sont superposées aux figures 2 et 3 de [Lukas et Lindstrom \(1991\)](#).

L’une des caractéristiques les plus importantes de cette zone est l’existence d’une couche barrière, définie comme la couche située entre la base de la couche mélangée et le sommet de la thermocline ([Lukas et Lindstrom, 1991](#)). Celle-ci apparaît lorsqu’une stratification en sel existe dans la couche isotherme de surface ([Figure 1.12](#)) : le saut de densité correspondant est alors moins profond que la thermocline, et l’on observe des profondeurs de couche mélangée et de couche isotherme différentes.

L’existence d’une couche barrière dans le Pacifique tropical ouest est loin d’être anecdotique : en effet, seules 15-20% des stations effectuées pendant les campagnes WEPOCS¹ ([Lukas et Lindstrom, 1991](#)) présentent des profils du type de la [figure 1.12a](#). En moyenne, la couche mélangée est relativement peu profonde, de 29 m seulement contre 64 m pour la couche isotherme (moyenne sur les deux campagnes WEPOCS), ce qui correspond à une épaisseur moyenne de couche barrière de l’ordre de 35 m.

La couche barrière se forme principalement par subduction au niveau du front séparant la *warm pool* de la *cold tongue*². Mais elle peut aussi se former localement, par différents mécanismes, essentiellement de deux sortes : forçage de surface local (par exemple forte pluie, entraînant la formation d’une lentille d’eau douce) ou processus de subduction et advection ([Cronin et McPhaden, 2002](#)).

L’existence de cette couche barrière dans le Pacifique tropical ouest a plusieurs implications, tant physiques que biologiques. En effet, une telle couche isole la couche mélangée de la zone de la thermocline, plus froide et plus riche en nutriments. Les échanges de chaleur

¹ campagnes effectuées au nord de la PNG, dans la région 140°E-155°E, 5°S-5°N, en juin-août 1985 et janvier-février 1986 ² voir section 1.2-2.c et [Vialard et Delecluse \(1998\)](#)

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest

et les remontées de nutriments sont donc plus difficiles.

En particulier, la couche barrière joue sur les échanges de chaleur, et confine la réponse aux coups de vents d'ouest à une couche de surface plus mince, avec des conséquences non négligeables dans le déclenchement d'événements El Niño (*Maes et al., 2002*). Des études numériques ont ainsi montré qu'une suppression de la couche barrière dans un modèle empêche l'événement El Niño de se développer (*Maes et al., 2005*).

1.2-2.b La *cold tongue*

Une autre conséquence de l'entraînement des masses d'eaux vers l'ouest est l'existence de remontées d'eaux froides (upwellings) dans la partie est du bassin (*Figure 1.9*), qui s'ajoute à l'upwelling équatorial déjà mentionné plus haut¹.

Ces eaux, entraînées vers l'ouest, forment une langue d'eaux froides qui s'étend jusqu'au centre du Pacifique équatorial : c'est la *cold tongue* ("langue froide" littéralement), où les eaux sont d'une température inférieure à 29°C, par opposition à la *warm pool*. Les eaux de la *cold tongue* sont progressivement réchauffées par le soleil au fur et à mesure de leur trajet en direction de l'ouest, de telle sorte qu'une différence de 3°C à 8°C existe entre l'ouest et l'est. De plus, à cause du gradient de E-P clairement visible sur la *figure 1.10b*, les eaux à l'est de la ligne de changement de date (approximativement) sont beaucoup plus salées.

Une autre conséquence de ces upwellings est que la thermocline est nettement plus superficielle que dans la *warm pool*. Le sommet de la thermocline affleure en surface à l'est, et commence déjà à remonter légèrement par rapport la *warm pool* à l'est de notre région, vers 160°W (*Figure 1.9b*). Il n'y a pas de couche barrière, la salinité étant à peu près constante dans les 100 premiers mètres, typiquement supérieure à 35 psu.

1.2-2.c Frontière *warm pool* / *cold tongue*

↔ Caractéristiques

Ces deux régions que nous venons de décrire, aux caractéristiques très différentes, sont séparées par un front marqué notamment en salinité (*Picaut et al., 1996*). Par contre, on n'observe pas de front en température (*Picaut et al., 1996*), mais un gradient négatif de température de surface s'installe (SST à peu près constante dans la *warm pool*, décroissante en direction de l'est dans la *cold tongue*).

En conséquence, différents critères sont utilisés pour repérer la position de ce front à l'équateur, parmi lesquels les plus fréquemment utilisés sont l'isotherme 29°C (*Lehodey et al., 1997*) ou 28.5°C (*Maes et al., 2006*), et l'isohaline 34.4 psu (*Maes et al., 2004*).

¹ section 1.2-1.b page 31

D'autre part, ce bord est de la *warm pool* est caractérisé par une zone de convergence des eaux à grande échelle, comme montré à l'aide de flotteurs virtuels par *Picaut et al. (1996)*. L'existence de cette zone de convergence est liée au fait que le courant dominant à l'est du front (*cold tongue*) est le SEC¹, dirigé vers l'ouest, alors que les courants sont plus faibles voire dirigés vers l'est à l'ouest du front (*warm pool*).

↪ Subduction et formation de la couche barrière

L'existence de cette zone de convergence a deux implications essentielles : elle est non seulement responsable de la formation du front décrit ci-dessus (*Picaut et al., 1996*), mais aussi de la formation de la couche barrière.

En effet, à cause de l'existence de cette zone de convergence, les eaux les plus denses, en provenance de la *cold tongue* et entraînées vers l'ouest par le SEC, convergent au niveau du front et plongent sous les eaux plus légères de la *warm pool* (Figure 1.13). En particulier, cette subduction d'eaux salées mais de température sensiblement égale (puisque le front est marqué en salinité mais pas en température) crée une stratification en sel dans la couche isotherme de surface, et est donc responsable de la formation de la couche barrière à cet endroit-là (*Lukas et Lindstrom (1991)* ; *Vialard et Delecluse (1998)* ; *Picaut et al. (2001)*).

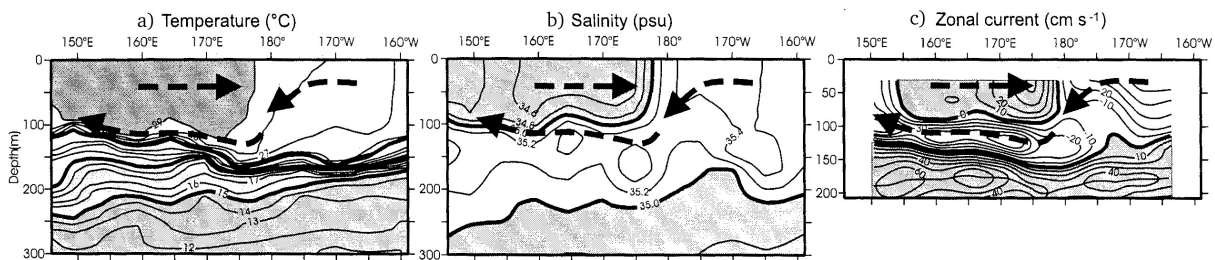


Figure 1.13 – Section équatoriale d'observations en température (a), salinité (b) et courant zonal (c). Les flèches suivent les courants principaux et illustrent la convergence de surface, la subduction et la formation de la couche barrière. D'après la figure 15 de *Picaut et al. (2001)*.

1.2-3 Principaux modes de variabilité

1.2-3.a Le phénomène El Niño et la modulation ENSO

↪ Présentation générale d'El Niño et de ses conséquences

Il est impossible de parler de variabilité dans le Pacifique tropical sans évoquer son mode le plus caractéristique, le plus intense, qui a aussi le plus grand impact sur le climat et les populations d'une grande partie du monde. Il s'agit d'El Niño, phénomène de grande ampleur qui se produit tous les 2 à 7 ans, et synonyme de catastrophe pour des millions d'hommes à cause du bouleversement climatique qu'il entraîne.

¹ voir section 1.2-1.b page 31

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest

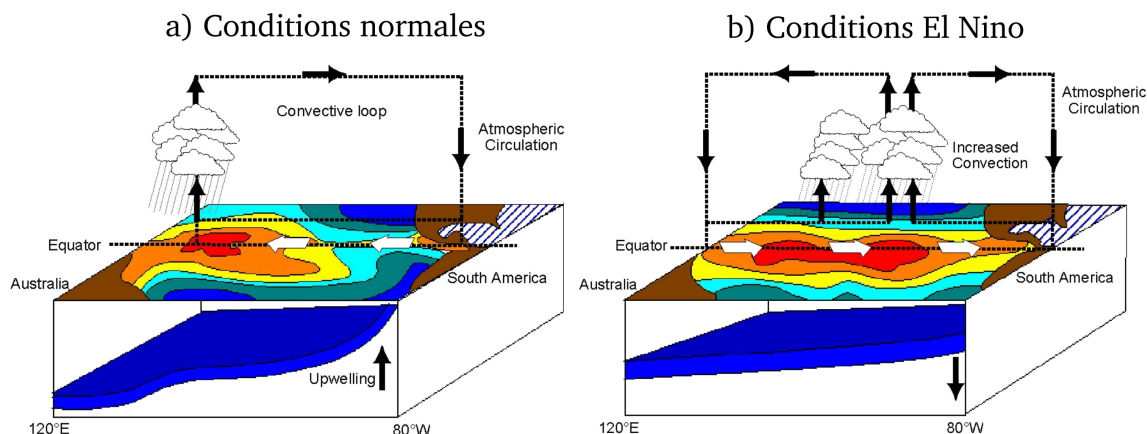


Figure 1.14 – Schéma explicatif du Pacifique équatorial dans les conditions normales (a) et El Niño (b) (McPhaden, 2004). Les couleurs représentent les SST de façon schématique.

A l'origine d'El Niño, un ralentissement des alizés, souvent accompagné de coups de vents d'ouest, affaiblit la pression exercée sur la surface du Pacifique équatorial, et déplace la cellule de Walker vers l'est. En conséquence, le SEC ralentit voire se renverse en un courant dirigé vers l'est (Johnston et Merrifield, 2000), et l'EUC ralentit également (Johnson et al., 2002). Les eaux chaudes reprennent alors leur place dans l'ensemble du bassin (Figure 1.14b), et le front séparant la *warm pool* de la *cold tongue* se déplace vers l'est. Dans le même temps, des ondes de Kelvin de downwelling, générées par l'affaiblissement des alizés, se propagent vers l'est et approfondissent la thermocline (McPhaden, 2004).

Des anomalies positives de température se développent alors dans les parties centrale et est du bassin (jusqu'à 4°C en 1997, 2.5°C en 2002, voir la figure 1.15a). La thermocline remonte à l'ouest et s'enfonce à l'est, avec notamment pour conséquence un affaiblissement, voire un arrêt dans les cas extrêmes, des upwellings à l'est et de l'upwelling équatorial. Ce basculement de la thermocline est décelé par satellite, car la hauteur de la mer est perturbée : SLA positives à l'est du bassin, négatives à l'ouest (Figure 1.15b).

D'autre part, le déplacement des eaux chaudes vers l'est entraîne un déplacement des zones de convection atmosphérique et des fortes pluies (Figure 1.15c), avec pour conséquences des pluies plus faibles et la sécheresse côté ouest (Indonésie, Australie), des pluies anormales et des inondations côté Amérique, des perturbations du phénomène de mousson, etc. Les conséquences humaines et économiques sont dramatiques, tant à cause du bouleversement du climat associé que de la perturbation des pêches (disparition des sardines et anchois en particulier) liée notamment au ralentissement des upwellings du Pérou-Chili (Barber et Chavez, 1986). Ainsi le coût de l'El Niño de 1997-98 a été chiffré à 36 billions de dollars et 22 000 vies (McPhaden, 2002).

Il faut cependant noter que tous les phénomènes El Niño ne sont pas identiques, que ce soit par leur évolution, leurs conséquences, leurs causes ou leur intensité. En ce qui concerne la période que nous étudions, deux événements se sont produits. L'un, en 1997-98, fut le plus

1. Présentation générale du Pacifique tropical ouest

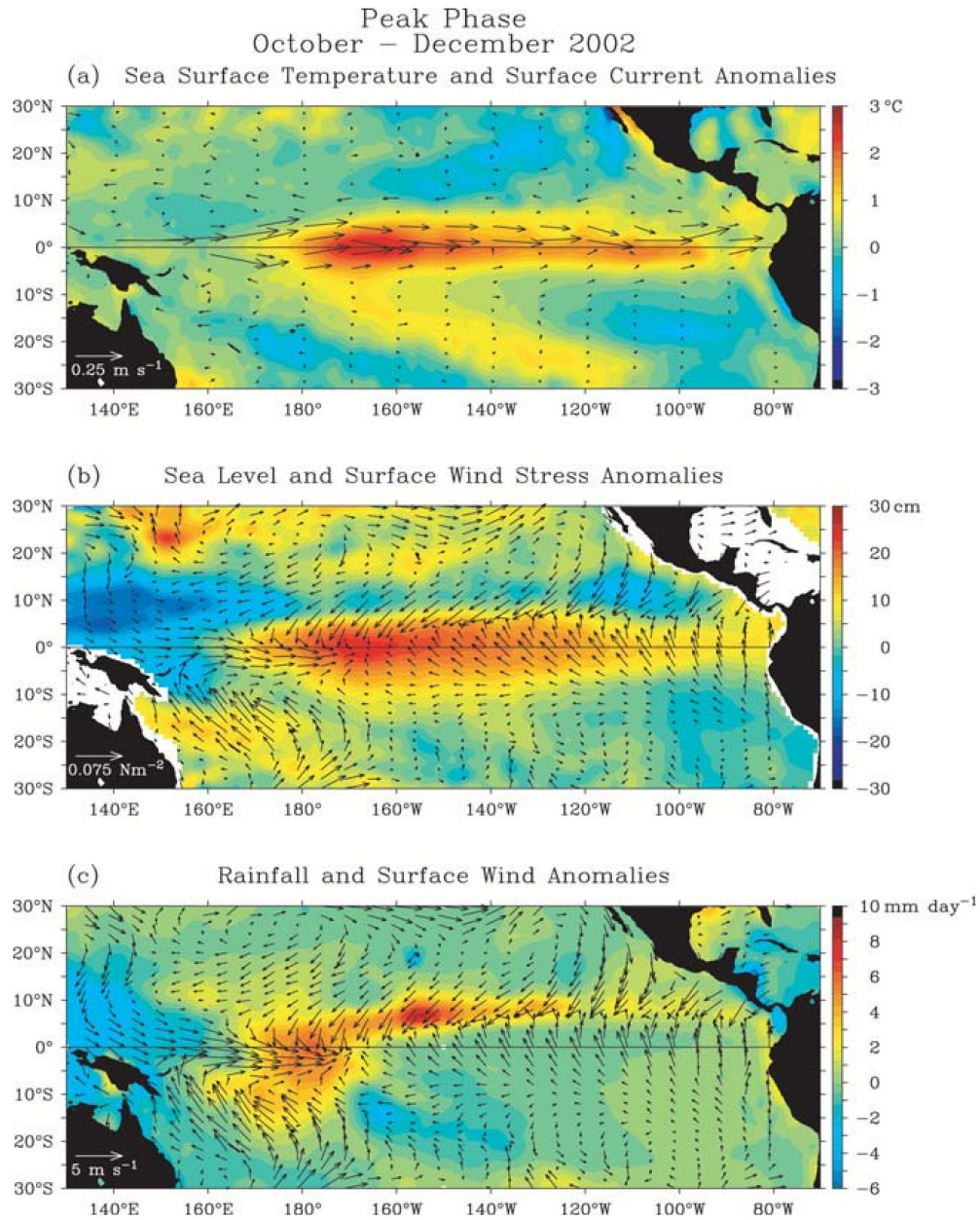


Figure 1.15 – Anomalies de SST et courants (a), SSH et tension de vent (b), pluie et vents (c) pendant le pic de l’El Niño 2002-03 (octobre-décembre 2002), d’après la figure 5 de [McPhaden \(2004\)](#). Pour le détail des produits utilisés, voir [McPhaden \(2004\)](#). A noter que les structures spatiales peuvent différer d’un El Niño à l’autre : par exemple en 1997, les anomalies positives de SST étaient situées beaucoup plus à l’est (voir la figure 3c de [McPhaden \(1999\)](#)).

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest

fort jamais enregistré depuis que l'on surveille ce phénomène (McPhaden, 1999). L'autre, en 2002-03, fut d'intensité moyenne (McPhaden, 2004). Mais si l'on regarde uniquement ces deux événements, leur évolution fut assez similaire, et en phase avec le cycle saisonnier : développement au cours des années 1997 et 2002, pic en fin d'année, et retour aux conditions normales ou La Niña pendant la première partie des années 1998 et 2003.

↪ Le cycle ENSO

Tout comme il existe une phase chaude à la suite d'un ralentissement des alizés, associée à des anomalies positives de température dans le Pacifique tropical, il existe une phase froide, dite La Niña, qui correspond à une exagération des conditions normales : renforcement des alizés, anomalies négatives de température, EUC et SEC forts (Johnson et al., 2002).

L'alternance de ces phases chaudes et froides constitue le cycle ENSO¹, couplage entre l'océan (El Niño) et l'atmosphère (oscillation australe). L'évolution du cycle ENSO peut être suivie grâce au SOI² (Figure 1.16), mesure de la phase et de la puissance de l'oscillation australe. Ainsi un SOI négatif correspond à une phase El Niño, un SOI positif à une phase La Niña. Comme on peut le voir sur la figure 1.16, la période mi-1998 à mi-2001 correspond à des années à SOI > 0 (La Niña), et la période mi-2001 à 2004 à des années à SOI < 0, alors que l'on retrouve les El Niño 1997-98 et 2002-03 mentionnés plus haut.

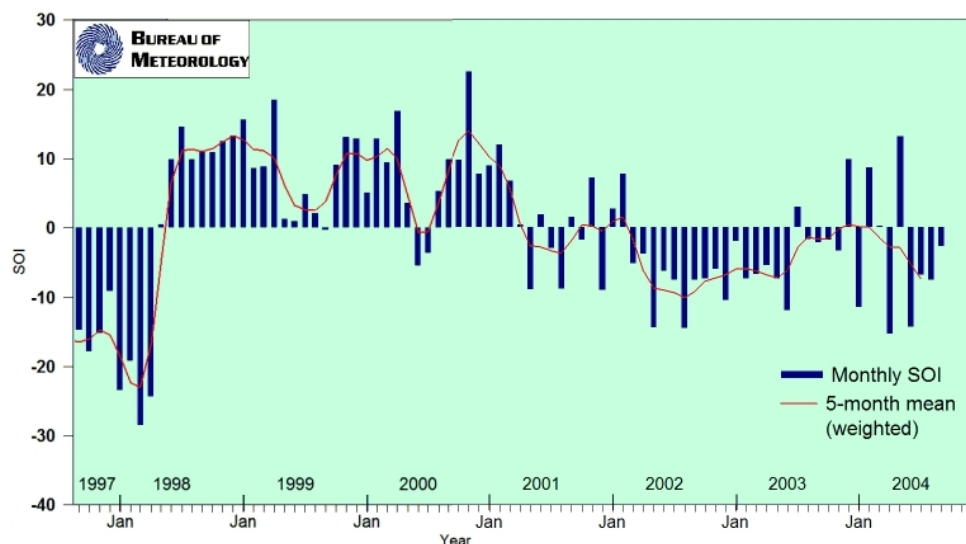


Figure 1.16 – SOI mensuel (bleu) et moyenne à 5 mois (rouge) pour la période 1997-2004³.

L'étude des déplacements zonaux de la frontière entre la *warm pool* et la *cold tongue* montre que la position du front est directement reliée à l'ENSO, et fortement corrélée au SOI : déplacement vers l'est pendant El Niño, vers l'ouest pendant La Niña (Picaut et al. (1996), Delcroix et Picaut (1998)). De tels déplacements sont expliqués par les modifications

¹ El Niño Southern Oscillation

² Southern Oscillation Index

³ graphique obtenu sur le site www.bom.gov.au

des courants et des vents, et peuvent être très importants (extension de la *warm pool* jusqu'à 130°W en 1997, quasi-disparition en 1998). En conséquence, les tailles respectives de la *warm pool* et de la *cold tongue* varient notamment en fonction d'ENSO. Cela explique que le premier mode de variabilité du Pacifique tropical soit interannuel (voir par exemple [Picaut et Busalacchi \(2001\)](#) ou [Delcroix \(1998\)](#)), et c'est tout autant vrai pour les paramètres biologiques que physiques.

1.2-3.b Le cycle saisonnier

↪ Extension méridienne de la *warm pool*

Le cycle saisonnier est tout d'abord lié au déplacement des maxima de température en fonction des saisons : quand l'hiver s'installe au nord, l'été est au sud et vice-versa. En conséquence, des variations saisonnières très importantes sont observées au niveau des frontières nord et sud des eaux chaudes et dessalées de la *warm pool* : extension maximum vers le nord en septembre, vers le sud en mars. Ces déplacements méridiens saisonniers sont la conséquence de deux processus ([Radenac et Rodier, 1996](#)) : la variation du flux solaire incident (logiquement, SST élevées dans chaque hémisphère à la fin de l'été correspondant), et le déplacement saisonnier du minimum de salinité associé à l'ITCZ et SPCZ.

↪ Les vents

Comme nous venons de le dire, il existe un déplacement saisonnier de l'ITCZ : localisation vers 11°N en août, vers 6°N en février ([Kessler et Taft, 1987](#)). Elle est plus marquée en été boréal qu'en hiver. De même, la SPCZ est plus marquée pendant l'été austral, et subit également des déplacements méridiens saisonniers ([Vincent, 1994](#)).

La force et la direction des vents dominants dans le Pacifique tropical ouest sont directement reliés à la force et la position de l'ITCZ et la SPCZ. En conséquence, ils présentent un cycle saisonnier marqué ([Figure 1.17](#)) : plus l'ITCZ se trouve au sud (mars-avril), plus les vents au nord de celle-ci soufflent fort, et c'est l'inverse qui se produit (vents au sud de l'ITCZ forts) lorsqu'elle remonte vers le nord en août-septembre. De même, la SPCZ étant caractérisée par des vents faibles, les vents sont plus faibles dans l'hémisphère sud, en été austral lorsque la SPCZ est forte ([Figure 1.17](#)).

↪ Les courants de surface

Les variations et déplacement de l'ITCZ et SPCZ influencent directement la variabilité des courants de surface, qui possèdent également une forte variabilité saisonnière (voir notamment [Gouriou et Toole \(1993\)](#), [Reverdin et al. \(1994\)](#), [Donguy et Meyers \(1996\)](#), [Johnson et al. \(2002\)](#), [Bonjean et Lagerloef \(2002\)](#)). En particulier, le SECC n'existe que pendant l'été austral, lorsque la SPCZ existe ([Kessler et Taft, 1987](#)). Il faut cependant noter que le

1.2 Description physique du Pacifique tropical ouest

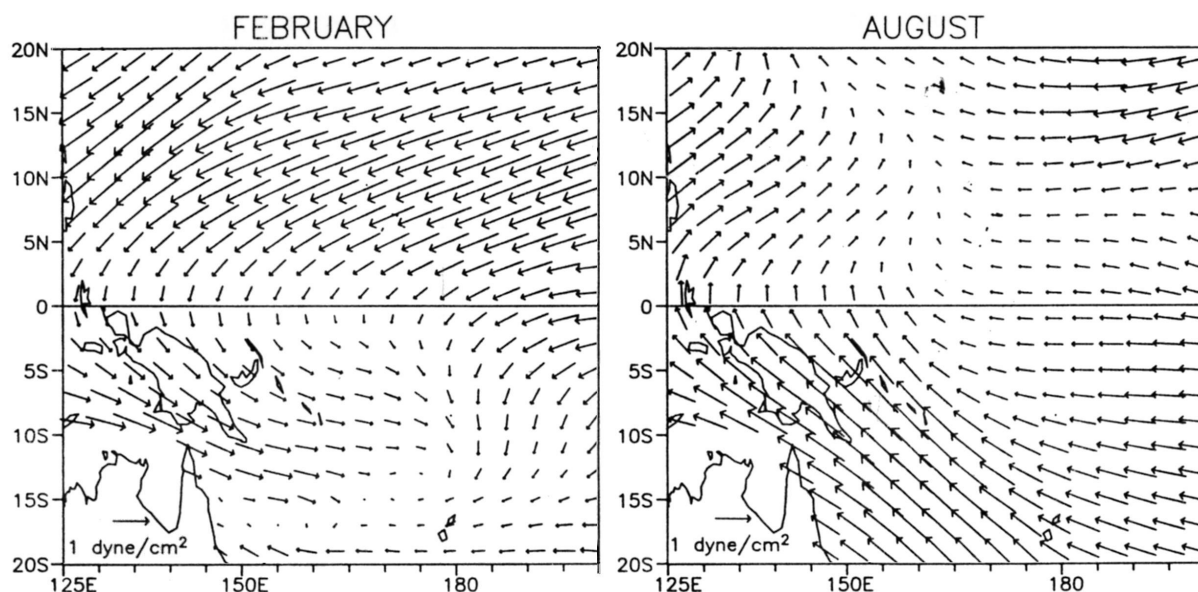


Figure 1.17 – Tension de vent moyenne en février et août, sur la période 1979-1981. D'après la figure 21 modifiée de *Kessler et Taft (1987)*.

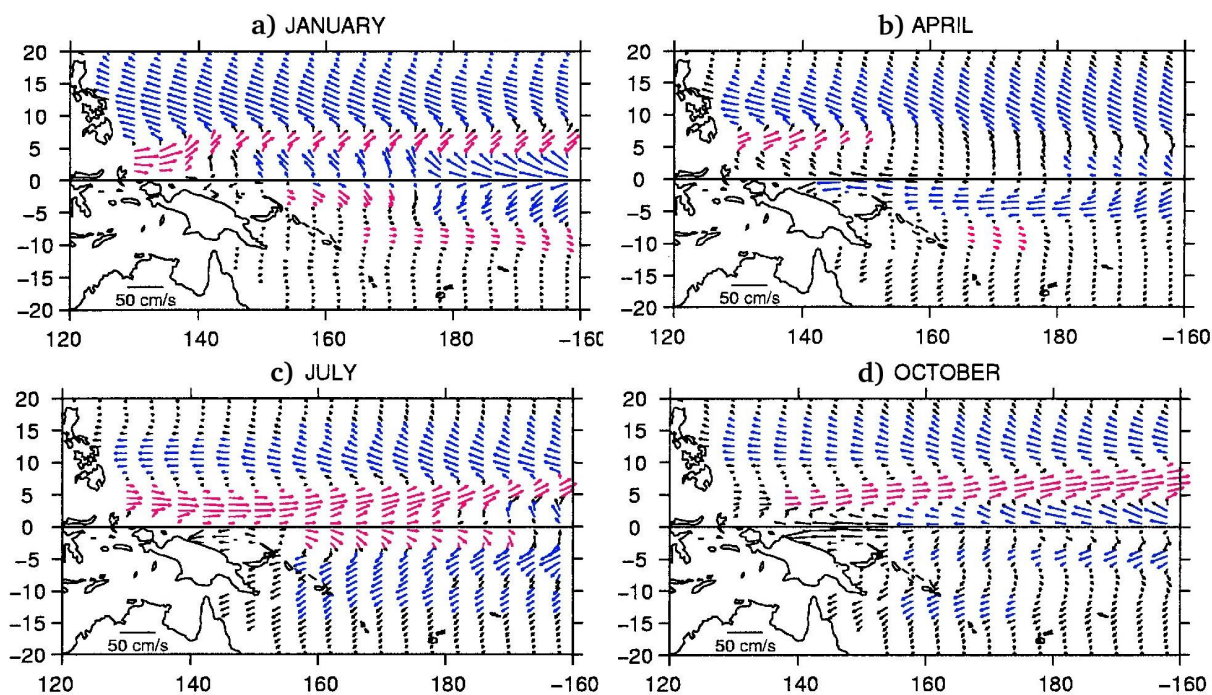


Figure 1.18 – Cycle saisonnier des courants de surface dans le Pacifique tropical ouest, calculé sur la période 1993-96 et 1999 à partir du produit OSCAR, d'après la figure 5 modifiée de *Bonjean et Lagerloef (2002)*. Les couleurs ont été rajoutées afin de mettre en évidence les principaux courants (bleu pour les courants dirigés vers l'ouest, rouge pour les courants dirigés vers l'est).

cycle saisonnier des courants dépend de la période étudiée, à cause d’une variabilité interannuelle également importante (*Bonjean et Lagerloef, 2002*).

Le cycle saisonnier des courants de surface pour la période que nous étudions étant détaillé dans l’article *Messié et Radenac (2006)* page 128, à la fois à partir de la littérature et des données, nous n’entrons pas dans les détails ici. La [figure 1.18](#) donne une idée du type de variations saisonnières observées.

↔ Structure verticale

En ce qui concerne les variations saisonnières des courants de subsurface dans le Pacifique ouest, nous pouvons noter que le NGCUC s’intensifie en été boréal (*Ueki et al., 2003*). De même, le sous-courant équatorial est plus rapide et plus large en été boréal qu’en hiver (*Gouriou et Toole, 1993*), avec un pic en juin à 165°E (*Johnson et al., 2002*). Cependant, les variations saisonnières de l’EUC restent relativement faibles à 165°E (*Yu et McPhaden, 1999*).

Pour terminer, la profondeur de la thermocline subit également des variations saisonnières : elle remonte à partir de janvier à 170°W, pour être le plus proche de la surface en mai-juin (*Yu et McPhaden, 1999*).

1.2-3.c Variabilité intrasaisonnière (vents)

La variabilité atmosphérique intrasaisonnière dans le Pacifique tropical comporte deux composantes principales : l’oscillation de Madden-Julian (MJO¹) et les coups de vents d’ouest (WWB²). La MJO est une oscillation atmosphérique à 40-50 jours environ (*Madden et Julian, 1971*), visible dans les champs de vents, de température de l’air, de pression, et de convection. Elle est associée en particulier à des anomalies de convection maximales au niveau des eaux chaudes du Pacifique et de l’océan Indien, minimales au-dessus des eaux froides. La MJO subit des variations saisonnières et interannuelles, étant plus forte et fréquente pendant l’hiver boréal.

Les WWB, quant à eux, sont souvent associés à la phase convective de la MJO, mais ce n’est pas systématique. Il s’agit de vents d’ouest remplaçant les alizés, pouvant dépasser les 15 m s⁻¹, observés au-dessus de la *warm pool*, d’une durée de vie variant de quelques jours à plusieurs semaines (typiquement de l’ordre de 5-10 jours). Leur extension est en moyenne de l’ordre de 30 degrés en longitude, 6 à 10 degrés en latitude. On les observe surtout en hiver boréal autour de l’équateur, un peu plus tôt au nord, un peu plus tard au sud (*Harrison et Vecchi, 1997*). Ils ont notamment un impact très fort sur le déclenchement d’événements El Niño. Une description plus détaillée des WWB peut être trouvée dans le chapitre 6 page 207.

¹ Madden-Julian Oscillation ² Westerly Wind Bursts

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

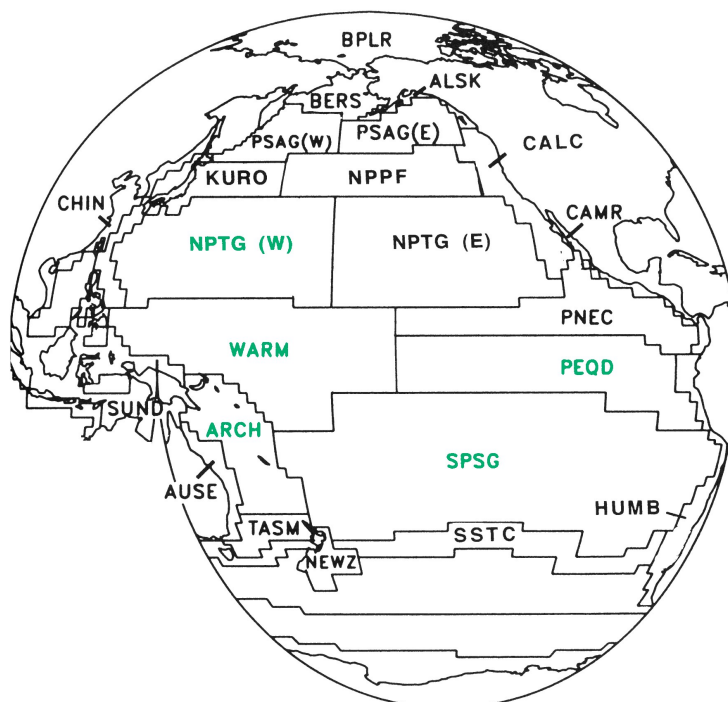


Figure 1.19 – Carte des provinces biologiques dans le Pacifique, tirée de [Longhurst \(1998\)](#). Les provinces nous concernant sont indiquées en vert : WARM (Western Pacific warm pool province), PEQD (Pacific equatorial divergence province), NPTG (North Pacific tropical gyre province), SPSG (South Pacific subtropical gyre province) et ARCH (Archipelagic deep basins province).

Le Pacifique tropical ouest comporte plusieurs écosystèmes, avec des caractéristiques physiques et biologiques très différentes. Cette carte tirée du livre d'Alan Longhurst ([Figure 1.19](#)) présente de manière schématique les différentes provinces biologiques du Pacifique. En réalité, si l'on considère les écosystèmes correspondants, les frontières sont variables au cours du temps (un exemple est présenté par la [figure 1.20](#)), de telle sorte que les écosystèmes et provinces associées nous concernant sont :

- **la *warm pool* (WARM)** : ce terme désigne à la base la réserve d'eaux chaudes ($>29^{\circ}\text{C}$) et dessalées située dans l'ouest du bassin. Par extension, nous utiliserons le même terme dans ce manuscrit pour désigner l'écosystème oligotrophe associé.
- **la *cold tongue* (PEQD)** : de même, ce terme désigne la région dynamique constituée d'eaux froides et salées (remontées des profondeurs grâce à l'upwelling équatorial), et nous l'employons pour nommer l'écosystème mésotrophe (de type HNLC¹) associé.
- **les gyres subtropicales (NPTG et SPSG)**.

¹ High Nutrient Low Chlorophyll

1. Présentation générale du Pacifique tropical ouest

La province ARCH telle que définie par Longhurst englobe des mers de caractéristiques très différentes (mers des Salomon, de Bismarck, de Corail, des Célèbes, de Chine, etc.). Il s'agit d'une région extrêmement complexe tant par sa topographie que par ses caractéristiques physiques et biologiques, notamment à cause de la présence de nombreuses îles et détroits alors que la profondeur de ces mers reste le plus souvent supérieure à 3000 m (Figure 1.4b page 29). Il n'est donc pas possible de décrire un écosystème "type" dans cette région, c'est pourquoi nous ne détaillerons pas cette province ici. Des informations peuvent être trouvées dans une étude de l'effet d'île saisonnier des Salomon (voir la section 6 de l'article *Messié et Radenac (2006)* page 128). C'est le seul moment au cours de cette thèse où nous intéresserons à cette région complexe.

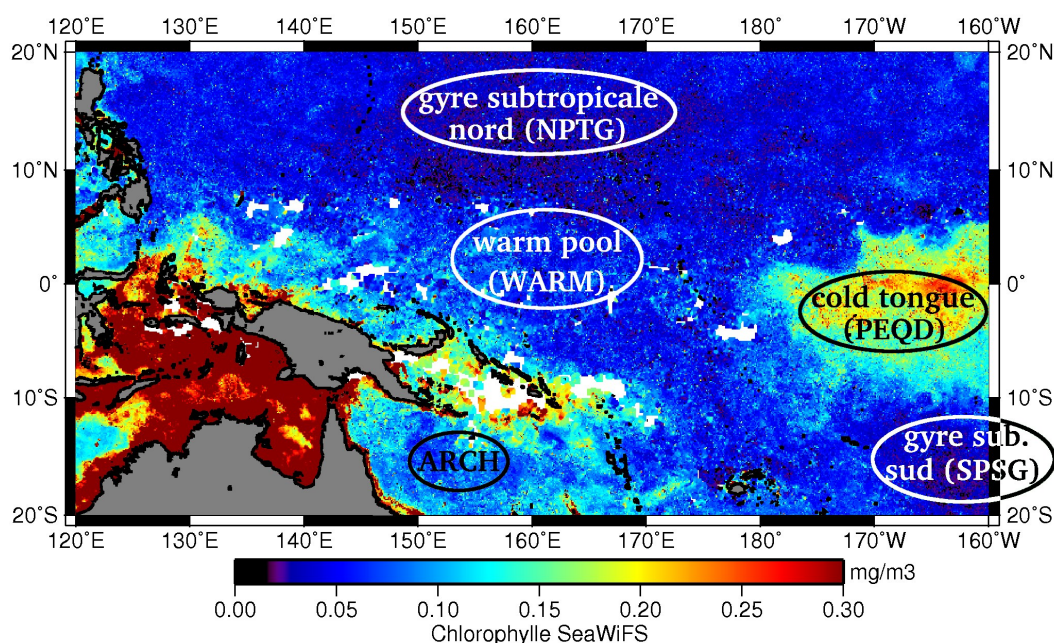


Figure 1.20 – Exemple de répartition des écosystèmes correspondant aux provinces définies par Longhurst (1998) : carte SeaWiFS de concentrations en chlorophylle de surface (mg m^{-3}), centrée le 17 septembre 2004 (même carte que celle de la figure 1.1).

La plupart des résultats présentés dans cette section et la suivante (section 1.4 page 60) proviennent des résultats du programme JGOFS¹ (Le Borgne et al., 2002b). Les questions posées en 1989 comme fondement du programme JGOFS pour le Pacifique équatorial étaient les suivantes :

- est-ce que le cycle biogéochimique du Pacifique équatorial est déterminant pour l'océan global ?
- quelle est la capacité de la pompe biologique dans le Pacifique équatorial ?
- quelle est la réponse du Pacifique équatorial à la variabilité ENSO ?

¹ Joint Global Ocean Flux Study

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

Afin de répondre à ces questions, des données de différentes origines ont été étudiées entre 1989 et 1999 : campagnes en mer (une cinquantaine, financées par l’Australie, la France, le Japon et les USA), mouillages TAO, données satellites. Les résultats obtenus ont permis de mieux comprendre le fonctionnement des écosystèmes dans le Pacifique équatorial ainsi que leur variabilité. Nous en présentons ici les conclusions essentielles.

1.3-1 A l’ouest : la *warm pool*

caractéristiques physiques	<ul style="list-style-type: none">- eaux chaudes ($>29^{\circ}\text{C}$) et dessalées (typiquement < 34.5 psu)- thermocline profonde- existence fréquente d’une couche barrière en sel
caractéristiques biologiques	<ul style="list-style-type: none">- concentrations en chlorophylle de surface faibles ($<0.1 \text{ mg m}^{-3}$, typiquement de l’ordre de 0.05 mg m^{-3})- limitation par le nitrate (concentrations indétectables en surface)- colimitation possible par le fer- DCM¹ marqué et profond (vers 50-100 m), associé au sommet de la nitracline

Tableau 1.1 – Résumé des caractéristiques principales de la *warm pool*

↔ L’écosystème oligotrophe

L’écosystème associé à la *warm pool*² est globalement de type **oligotrophe**, terme qui qualifie un milieu où la concentration en nutriments et la productivité sont faibles. L’écosystème de la *warm pool* a parfois été associé aux écosystèmes oligotrophes des gyres subtropicales, mais est en réalité très différent. En effet, de tels écosystèmes sont caractérisés par une couche mélangée profonde et des vitesses verticales négatives (downwelling), alors Mackey et al. (1995) décrit la *warm pool* comme une zone de faible upwelling de subsurface, recouverte d’eaux chaudes et dessalées. De plus, les valeurs de chlorophylle intégrées sur la profondeur sont plus élevées dans la *warm pool* que dans les gyres subtropicales (Le Borgne et al., 2002a).

Les concentrations en chlorophylle de surface, telles que mesurées par SeaWiFS, sont très faibles : inférieures à 0.1 mg m^{-3} et typiquement de l’ordre de 0.05 mg m^{-3} . En conséquence, l’eau est particulièrement claire et la couche euphotique très profonde (de l’ordre de 80-100 m). Les concentrations en chlorophylle-*a*, intégrées sur la profondeur, sont de l’ordre de $20\text{-}30 \text{ mg m}^{-2}$ (Mackey et al., 1997).

Comme dans tout écosystème oligotrophe, la couche de surface est dépourvue de nitrate : les concentrations sont tellement faibles qu’elles restent indétectables (Navarette, 1998),

¹ Deep Chlorophyll Maximum ² caractéristiques physiques présentées dans la section 1.2-2.a page 33

alors que phosphate et silicate sont présents (*Mackey et al., 1995*). Cela indique que le macronutriment limitant principal est le nitrate. Une nitracline marquée existe, globalement au même niveau que la thermocline, commençant vers 70-100 m entre 5°S et 5°N (*Mackey et al., 1995*). Les profils de température et de concentration en nitrate évoluent de façon symétrique et opposée (Figure 1.21a et b).

La couche euphotique peut alors être divisée en deux régions distinctes (Figure 1.21, *Le Bouteiller et al. (1992)*) :

- une zone de surface dépourvue de nitrates, où l'écosystème est limité par le nitrate,
- une zone plus profonde riche en nitrates, où l'écosystème est limité par la lumière.

Ces deux zones sont notamment séparées par la couche barrière décrite dans la section 1.2-2.a page 33. Elle agit comme une réelle barrière de densité, isolant les eaux de surface des eaux de la thermocline/nutricline.

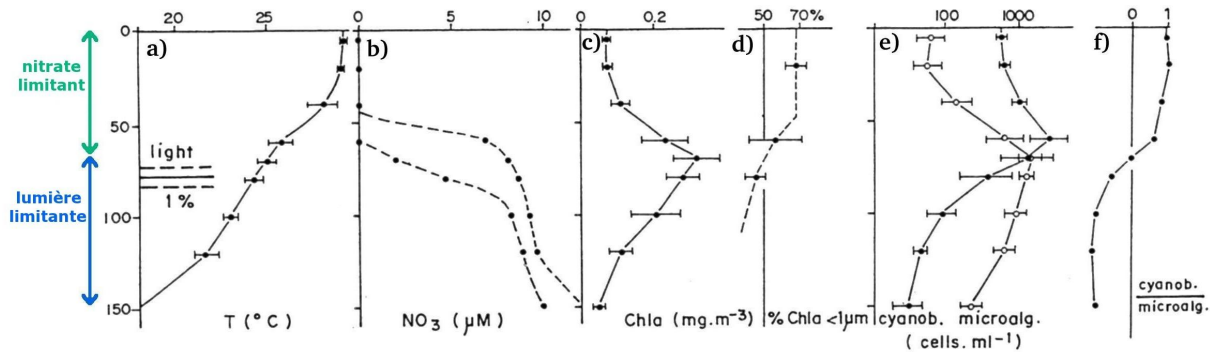


Figure 1.21 – Profils moyens de température (a), $[Chla]$ (c), $\%[Chla] < 1\mu m$ (d), nombre de cyanobactéries et microalgues (échelle log, e), et ratio cyanobactéries/microalgues (f), obtenus à 3°N, 165°E en septembre 1987 pendant la campagne PROPPAC 1 (écosystème oligotrophe). Les limites minimum et maximum des concentrations en nitrate sont indiquées (b), ainsi que la profondeur moyenne de la couche euphotique (1% de la lumière incidente). D'après la figure 4 de *Le Bouteiller et al. (1992)*.

De plus, le fait que la couche euphotique soit profonde signifie qu'il y a encore de la lumière au sommet de la nutricline. A cet endroit-là, les conditions sont favorables à la croissance du phytoplancton : à la fois lumière et nutriments sont présents, alors que les concentrations en nitrate sont plus faibles si l'on se rapproche de la surface, et la lumière insuffisante si l'on regarde plus profond. Ce maximum de chlorophylle est appelé DCM. Il est associé à la nitracline et à la base de la couche euphotique (*Mackey et al., 1995*). Il est clairement visible dans la figure 1.21c vers 75 m, et est typiquement à une profondeur de l'ordre de 75-100 m (*Mackey et al., 1995*), avec des concentrations en chlorophylle y restant inférieures à 0.5 mg m^{-3} (*Le Bouteiller et al., 1992*). Cependant, le DCM est invisible pour SeaWiFS car trop profond.

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

↔ Mécanismes d'apport de nitrate et production nouvelle

L'écosystème de la *warm pool* étant en premier lieu limité par le nitrate, nous nous intéressons ici aux mécanismes responsables de possibles apports de nitrate dans la couche euphotique, et donc responsables d'une augmentation de la production nouvelle et des concentrations en chlorophylle visible par SeaWiFS. Comme expliqué plus haut¹, les principaux réservoirs de nutriments en océan ouvert sont les profondeurs de l'océan et l'atmosphère.

En ce qui concerne l'atmosphère (azote moléculaire atmosphérique), le mécanisme associé est la diazotrophie¹ : fixation de l'azote dissous dans l'eau. En particulier, des blooms de *Trichodesmium spp.* sont régulièrement observés dans le Pacifique sud-ouest, au sud de 8°S (*Dupouy et al., 2000*). Cependant, aucune donnée ne nous permet d'estimer l'importance de la diazotrophie dans le Pacifique tropical ouest.

Les principaux mécanismes d'apport de nitrate dans la couche euphotique proviennent des transports advectifs (upwelling et advection horizontale) et turbulents (mélange). En ce qui concerne l'advection horizontale, des courants en provenance des zones d'upwelling telles que l'upwelling de PNG à l'ouest de notre région, ou la zone de l'upwelling équatorial² dans le Pacifique centre/ouest, peuvent transporter des nutriments jusqu'aux régions plus pauvres.

Peña et al. (1994) ont calculé les contributions relatives de ces différents termes pour la zone définie par $T > 26^\circ\text{C}$, à partir de données de température et nitrate, de sorties de modèle, et d'une relation température/nitrate. Ils obtiennent une production nouvelle comprise entre 14.5 et 16 g C m⁻² an⁻¹. Le taux de production nouvelle résultant du mélange turbulent est du même ordre de grandeur que celui résultant des transports advectifs ; et parmi ceux-ci, environ 75% sont dus à l'advection horizontale, ce qui signifie que les upwellings ne participent qu'à une petite part de la production nouvelle.

Une simulation (*Stoens et al., 1999*) effectuée sur la boîte NINO4 (160°E-150°W, 5°S-5°N) pendant la période 1992-95 suggère que l'advection zonale est de l'ordre de l'advection verticale, alors que le mélange est très faible. Mais sur cette période, le front séparant la *warm pool* de la *cold tongue* a oscillé entre 165°E et 160°W environ, ce qui signifie que la zone étudiée englobe la *warm pool* mais aussi une partie de la *cold tongue*.

Un résultat intéressant est toutefois obtenu par la comparaison des boîtes NINO4 et NINO3 (plus à l'est), qui indique que l'advection verticale est le mécanisme dominant dans la *cold tongue*.

¹ voir section 1.1-2 page 25 ² *cold tongue*, voir section 1.2-2.b page 37

↔ Limitation par le fer ?

Nous avons dit plus haut que l'écosystème oligotrophe de la *warm pool* est limité par le nitrate. Ce n'est pas rigoureusement exact. En effet, s'il est avéré que le nitrate est le principal élément limitant des eaux de surface de la *warm pool*, il n'est cependant pas impossible que le fer joue également un rôle important. En particulier pendant les événements El Niño, il semblerait que l'abondance relative du fer et des macro-nutriments limite la production de la *warm pool* (Salihoglu, 2005).

Behrenfeld et al. (2006) montrent également qu'il existe des régions du Pacifique tropical, à l'ouest de la ligne de changement de date, où le fer reste limitant même en régime oligotrophe. Il est donc possible qu'une colimitation existe entre le fer et le nitrate dans la *warm pool* de façon générale. Mais il ne s'agit pour l'instant que d'une hypothèse, impossible à vérifier à cause du manque de données en fer dans la région. Les seuls profils existant à ce jour sont ceux mesurés par Mackey et al. (2002b) lors de différentes campagnes visant à déterminer la source du fer dans le sous-courant équatorial (voir section 1.3-2). Une autre campagne en mer a été effectuée à la fin de l'été 2006 (EUCFe, PI James Murray, voir <http://www.ocean.washington.edu/cruises/KiloMoana2006/index.html>), avec des stations comprises entre 145°E et 140°W, ainsi que le long des côtes de PNG et de Nouvelle-Irlande (mer de Bismarck). Nous devrions ainsi bientôt obtenir davantage de données en fer dans la région, et donc mieux comprendre le rôle de ce dernier dans les écosystèmes du Pacifique tropical.

↔ Classes d'algues et zooplancton

De façon générale, les cellules phytoplanctoniques de petite taille sont dominantes, car elles possèdent une plus grande surface par rapport à leur volume interne. Elles sont donc plus efficaces pour assimiler les nutriments, lesquels ne sont présents qu'à de faibles concentrations dans la *warm pool*. Cette relation entre la taille des cellules et les concentrations en nutriments explique également que les cellules soient de plus petite taille dans la couche de surface (limitation par le nitrate) qu'au niveau du DCM (limitation par la lumière) (Figure 1.21d).

Le plancton bactériologique (cyanobactéries) de très petite taille ($< 1\mu\text{m}$) domine dans la couche de surface et est de type *Prochlorococcus* et *Synechococcus*. Dans la couche inférieure limitée par la lumière, les microalgues (picoeucaryotes essentiellement) sont dominantes (Navarette (1998); Le Borgne et al. (2002b); Mackey et al. (2002a)). Les diatomées participent pour environ 15% de la biomasse phytoplanctonique (Le Borgne et al., 2002b).

En ce qui concerne le zooplancton, Le Borgne et Landry (2003) ont montré que le microzooplancton est responsable de la plus grande partie du broutage dans le Pacifique tropical, entre 59% et 98% le long d'un transect 8°S-8°N à 180°, échantillonnant à la fois les écosystèmes oligotrophe et HNLC.

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

Des mesures de zooplancton ont été effectuées par *Le Borgne et Rodier (1997)* : mesure du poids sec sans cendre (AFDW¹) de différentes classes de zooplancton le long de l'équateur, dans les écosystèmes de type *warm pool* et *cold tongue*, au cours de deux campagnes (FLUPAC et PROPPAC). Ils mesurent ainsi l'AFDW du microzooplancton (35-200 μm) et du mésozooplancton (petit, 200-500 μm et grand, 500-2000 μm).

Dans la *warm pool*, *Le Borgne et Rodier (1997)* obtiennent un AFDW moyen pour le mésozooplancton de 559 mg m^{-2} dans la zone des 500 premiers mètres, dont 68% est constitué de la classe 500-2000 μm . En ce qui concerne plus spécifiquement le microzooplancton, il constitue un pourcentage significatif de la biomasse zooplanctonique : 33%-24% (campagnes FLUPAC et PROPPAC, respectivement). Le microzooplancton est localisé à 74-81% dans les 100 premiers mètres (moyenne journalière²), et son AFDW moyen dans cette zone est de 152-192 mg m^{-2} .

↪ L'énigme des thons

Nous ne pouvons pas clore cette rapide présentation de l'écosystème de la *warm pool* sans parler de l'énigme présentée par les thons dans cette région. En effet, la *warm pool* est la zone du Pacifique où l'on capture le plus de thons (*Lehodey et al., 1997*), ce qui est très étrange sachant que l'écosystème est oligotrophe donc peu productif. *Lehodey et al. (1997)* ont montré que la zone de fortes captures subit des déplacements zonaux en relation avec les déplacements du front et l'ENSO, mais que les thons restent confinés à l'ouest du front, donc côté *warm pool*.

Les thons se maintiennent probablement au niveau du front à cause de la convergence des eaux et du fait que les organismes de type plancton ou micronecton s'accumulent dans les zones de convergence et fronts, mais les mécanismes qui permettent aux thons de se nourrir du côté oligotrophe restent toujours incompris.

↪ Synthèse : ce que l'on sait du contrôle du phytoplancton dans la *warm pool*

- **type d'écosystème** : oligotrophe
- **contrôle en amont** : limitation par le nitrate en premier lieu (+ peut-être fer ?)
- **contrôle en aval** : concentrations en zooplancton relativement faibles
- **réservoir de nitrate** : essentiellement profond, nutricline au niveau de la thermocline
- **mécanismes d'apports de nitrate** : mélange turbulent et advection horizontale essentiellement

¹ Ash-Free Dry Weight ² Contrairement au mésozooplancton, le microzooplancton ne subit aucune migration diurne significative dans les 100 ou 200 premiers mètres (*Le Borgne et Rodier, 1997*).

1.3-2 A l'est : la *cold tongue*

caractéristiques physiques	<ul style="list-style-type: none"> - eaux froides ($<29^{\circ}\text{C}$) et salées (typiquement > 35 psu) - upwelling équatorial, thermocline proche de la surface
caractéristiques biologiques	<ul style="list-style-type: none"> - concentrations en chlorophylle de surface $>0.1 \text{ mg m}^{-3}$, typiquement de l'ordre de 0.2 mg m^{-3} - région HNLC : pas de limitation par le nitrate (concentrations élevées en surface) - limitation par le fer, dont la source principale est supposée être l'EUC - DCM peu marqué

Tableau 1.2 – Résumé des caractéristiques principales de la *cold tongue*

↔ Un écosystème riche ?

L'écosystème de la *cold tongue*¹ est extrêmement différent de celui de la *warm pool*. Ici, pas de thermocline profonde ni de couche barrière, au contraire la thermocline est proche de la surface à cause de l'upwelling équatorial, et les nutriments directement accessibles. La concentration en nitrate dans la région (Figure 1.22b) est relativement élevée, de l'ordre de 3-4 μM en surface, et est essentiellement grâce à l'advection verticale (Stoens et al., 1999).

Les concentrations en chlorophylle de surface sont donc logiquement plus élevées, typiquement de l'ordre de 0.2 à 0.3 mg m^{-3} . Le DCM est beaucoup moins marqué que dans la *warm pool* (Figure 1.22c), et les concentrations en chlorophylle intégrées sur la profondeur sont de l'ordre de 25-36 mg m^{-2} (Le Borgne et al., 2002b), ce qui n'est pas si différent des concentrations intégrées dans la *warm pool* (20-30 mg m^{-2} , cf. section 1.3-1).

Compte tenu de la concentration en nitrate dans la région, on devrait s'attendre à des concentrations en chlorophylle beaucoup plus élevées, à la fois en surface et intégrées sur la profondeur. Il s'agit donc d'une région **HNLC**², c'est-à-dire une région de l'océan où les concentrations en chlorophylle sont faibles alors que les concentrations en macro-nutriments sont élevées. La question qui vient tout naturellement à l'esprit est alors "pourquoi?". Pourquoi le phytoplancton ne parvient-il pas à utiliser tout le nitrate disponible ?

↔ Le fer, nutriment limitant

Si le nitrate ne limite pas la croissance du phytoplancton (concentrations élevées en surface, donc nitrate en excès), c'est qu'un autre élément est limitant. Au début des années 90, l'hypothèse d'une limitation par le fer commence à être sérieusement envisagée (Martin

¹ caractéristiques physiques présentées dans la section 1.2-2.b page 37 ² High Nutrient - Low Chlorophyll

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

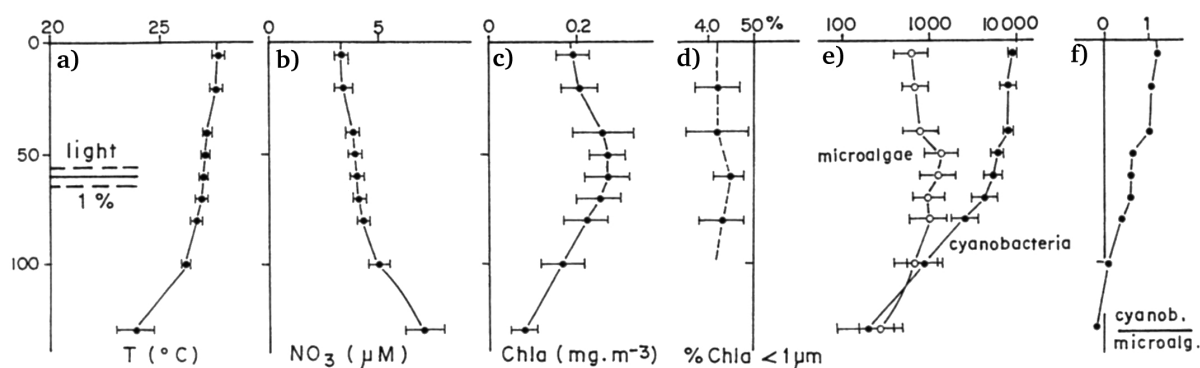


Figure 1.22 – Profils moyens de température (a), $[NO_3]$ (b), $[Chla]$ (c), $\%[Chla] < 1\mu m$ (d), nombre de cyanobactéries et microalgues (échelle log, e), et ratio cyanobactéries/microalgues (f), obtenus à 0° , $165^\circ E$ en avril 1988 pendant la campagne PROPPAC 2 (écosystème HNLC). La profondeur moyenne de la couche euphotique est indiquée (1% de la lumière incidente). D'après la figure 5 de *Le Bouteiller et al. (1992)*.

et al., 1991). A la suite de cela, des expériences de fertilisation en fer ont été menées dans l'écosystème HNLC : IronEx I en 1993, 500 km au sud des Galapagos (*Martin et al., 1994*), et IronEx II en 1995, vers $3.5^\circ S$, $140^\circ W$ (*Coale et al., 1996b*). Les résultats de IronEx II en particulier sont impressionnants : les concentrations de chlorophylle sont passées dans l'espace de 9 jours d'une concentration inférieure à $0.2 \mu g L^{-1}$ à une concentration de l'ordre de $4 \mu g L^{-1}$, tandis que la vitesse d'assimilation du nitrate augmentait d'une valeur inférieure à $10 nM h^{-1}$ à un maximum de $133 nM h^{-1}$.

La conclusion de ces expériences a été que le fer limite effectivement la croissance du phytoplancton (voir par exemple *Coale et al. (1996a)* et *Behrenfeld et al. (2006)*). De plus, *Coale et al. (1996a)* et *Gordon et al. (1997)* ont montré que la source principale de fer dans le Pacifique équatorial provient de l'upwelling des eaux riches en fer de l'EUC (à 90% d'après *Coale et al. (1996a)*), et non d'apports atmosphériques. Ce maximum de fer associé avec l'EUC proviendrait essentiellement du contact du NGCUC avec les sédiments du plateau continental au niveau de la Papouasie / Nouvelle-Guinée (*Mackey et al., 2002b*). Davantage de détails sur cette hypothèse d'un maximum de fer dans l'EUC peuvent être trouvés dans la section 5.2-3.b page 171, à propos de l'étude du bloom des Kiribati.

↪ Classes d'algues et zooplancton

L'écosystème de la *cold tongue*, tout comme celui de la *warm pool*, est dominé par les picoeucaryotes, les *Prochlorococcus* et les *Synechococcus* (*Mackey et al., 2002a*), mais avec une contribution plus importante des grosses cellules (Figure 1.22d), $> 3\mu m$ d'après *Le Borgne et al. (2002b)* et *Navarette (1998)*. Contrairement à la *warm pool*, les concentrations de ces différentes classes de phytoplancton varient de façon similaire avec la profondeur, et ne présentent pas de maximum de subsurface.

Pour leurs stations situées dans l'écosystème HNLC, *Le Borgne et Rodier (1997)* obtiennent un AFDW moyen pour le mésozooplancton (200-2000 μm) de 1425 mg m^{-2} dans la zone des 500 premiers mètres (2.5 fois plus élevé que dans la *warm pool*), dont 77% est constitué de la classe 500-2000 μm . En ce qui concerne le microzooplancton, il constitue un pourcentage plus faible de la biomasse zooplanctonique par rapport à la *warm pool* : 14%-13% (campagnes FLUPAC et PROPPAC, respectivement) ; par contre le pourcentage de mésozooplancton de grande taille (500-2000 μm) est beaucoup plus important (de l'ordre de 60-70% contre 45-50% dans la *warm pool*). Le microzooplancton est localisé à 88-93% dans les 100 premiers mètres¹ (répartition nettement plus superficielle que pour la *warm pool*), et son AFDW moyen dans cette zone est de 222-183 mg m^{-2} , ce qui est relativement plus élevée que l'AFDW du microzooplancton mesuré dans les 100 premiers mètres en zone oligotrophe (152-192 mg m^{-2}).

En conséquence, la pression de broutage est élevée dans la *cold tongue*. La croissance et la biomasse du phytoplancton sont donc essentiellement limitées par le manque de fer et par le broutage par le zooplancton (*Landry et al., 1997*). Plus précisément, la production nouvelle est limitée par les apports de fer extérieurs à la couche euphotique (par upwelling essentiellement, *Coale et al. (1996a)*), alors que la production totale dépend du recyclage du fer par le zooplancton (*Landry et al., 1997*). A cause de l'efficacité du broutage et de la limitation en fer, la production régénérée reste forte dans la *cold tongue* ($f \sim 0.17$ en moyenne sur la couche euphotique, *Navarette (1998)*).

↪ Synthèse : ce que l'on sait du contrôle du phytoplancton dans la *cold tongue*

- **type d'écosystème** : HNLC
- **contrôle en amont** : limitation par le fer
- **contrôle en aval** : pression de broutage élevée
- **réservoir de fer** : essentiellement dans l'EUC
- **mécanismes d'apports de fer** : upwelling équatorial essentiellement

1.3-3 La zone de front

Comme montré dans les sections précédentes, le Pacifique équatorial est constitué de deux écosystèmes aux caractéristiques physiques et biologiques très particulières : eaux froides, salées, riches en nutriments, chlorophylle et zooplancton à l'est (*cold tongue*), chaudes, dessalées, pauvres en nutriments, chlorophylle et zooplancton à l'ouest (*warm pool*).

La transition entre ces deux régimes se fait de manière assez brutale, au niveau du front séparant les régions physiques de la *cold tongue* et de la *warm pool* (voir section 1.2-2.c

¹ Tout comme dans la *warm pool*, le microzooplancton ne subit aucune migration diurne significative (*Le Borgne et Rodier, 1997*).

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

page 37). Comme dit auparavant, ce front est marqué en salinité (*Picaut et al., 1996*), mais aussi en pCO_2 (*Inoue et al., 1996*), nitrate, production primaire, chlorophylle et biomasse phytoplanctonique (*Rodier et al. (2000)*, *Turk et al. (2001a)*) ainsi que biomasse zooplanktonique (*Le Borgne et Rodier, 1997*). Ainsi, des critères biologiques sont également utilisés pour repérer la position du front, en plus des critères en température et salinité mentionnés auparavant. Le plus utilisé est l'iso-chlorophylle 0.1 mg m^{-3} (voir par exemple *Radenac et al. (2001)*).

Il faut cependant noter que si les fronts associés à tous ces paramètres coïncident spatialement le plus souvent, il arrive que le front “biologique” soit décalé du front “physique” de quelques degrés vers l’est (*Rodier et al., 2000*), lorsque l’upwelling équatorial stoppe (conditions El Niño)¹. La figure 1.23 illustre l’évolution zonale des paramètres cités ci-dessus dans ce dernier cas.

1.3-4 Au nord et au sud : les gyres subtropicales

Les gyres subtropicales sont centrées vers 15°N - 175°E et 25°S - 120°W , et sont donc situées près des extrémités nord et sud-est de notre zone d’étude. Elles sont caractérisées par des concentrations extrêmement faibles en chlorophylle ($< 0.07 \text{ mg m}^{-3}$) et en productivité (*McClain et al., 2004*).

Les eaux des gyres subtropicales sont caractérisées par une thermocline dont la profondeur varie saisonnièrement (profondeur inférieure à 50 m en été, proche de 100 m en hiver), alors que la pycnocline permanente reste plus profonde et associée à une nitracline permanente. Cette pycnocline permanente est d’une profondeur maximum au centre de la gyre, lequel est aussi caractérisé par un maximum en SSH, mais ne correspond pas nécessairement avec les concentrations les plus faibles en chlorophylle (*McClain et al., 2004*).

La couche euphotique, de l’ordre de 100 m d’épaisseur, est dépourvue de nitrate; l’écosystème est donc de type oligotrophe. Le DCM (très marqué en été, moins en hiver) est à une profondeur de l’ordre de 100-120 m, juste au-dessus de la nitracline et proche du niveau où la lumière atteint 1% de la lumière en surface. La production primaire, par contre, est maximale dans la couche de surface, vers 10-25 m de profondeur (dans les gyres sud et nord) et est comprise entre 200 et $700 \text{ mg C m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ pour la gyre nord, avec des variations saisonnières et interannuelles (*Longhurst, 1998*).

Une caractéristique importante de la gyre subtropicale sud est l’avènement de blooms de cyanobactéries diazotrophes (fixatrices d’azote, voir section 1.1-2 page 25) de type *Trichodesmium spp.*, visibles par SeaWiFS (*Dupouy et al., 2000*), essentiellement pendant l’été austral. Il semblerait que l’apparition de tels blooms soit contrôlé par la disponibilité en phosphate dans la région (*Moutin et al., 2005*). De même, des diatomées fixatrices d’azote

¹ D’après *Rodier et al. (2000)*, ce décalage s’explique par le fait que l’upwelling stoppe localement. En conséquence, les concentrations en nitrate et chlorophylle chutent.

1. Présentation générale du Pacifique tropical ouest

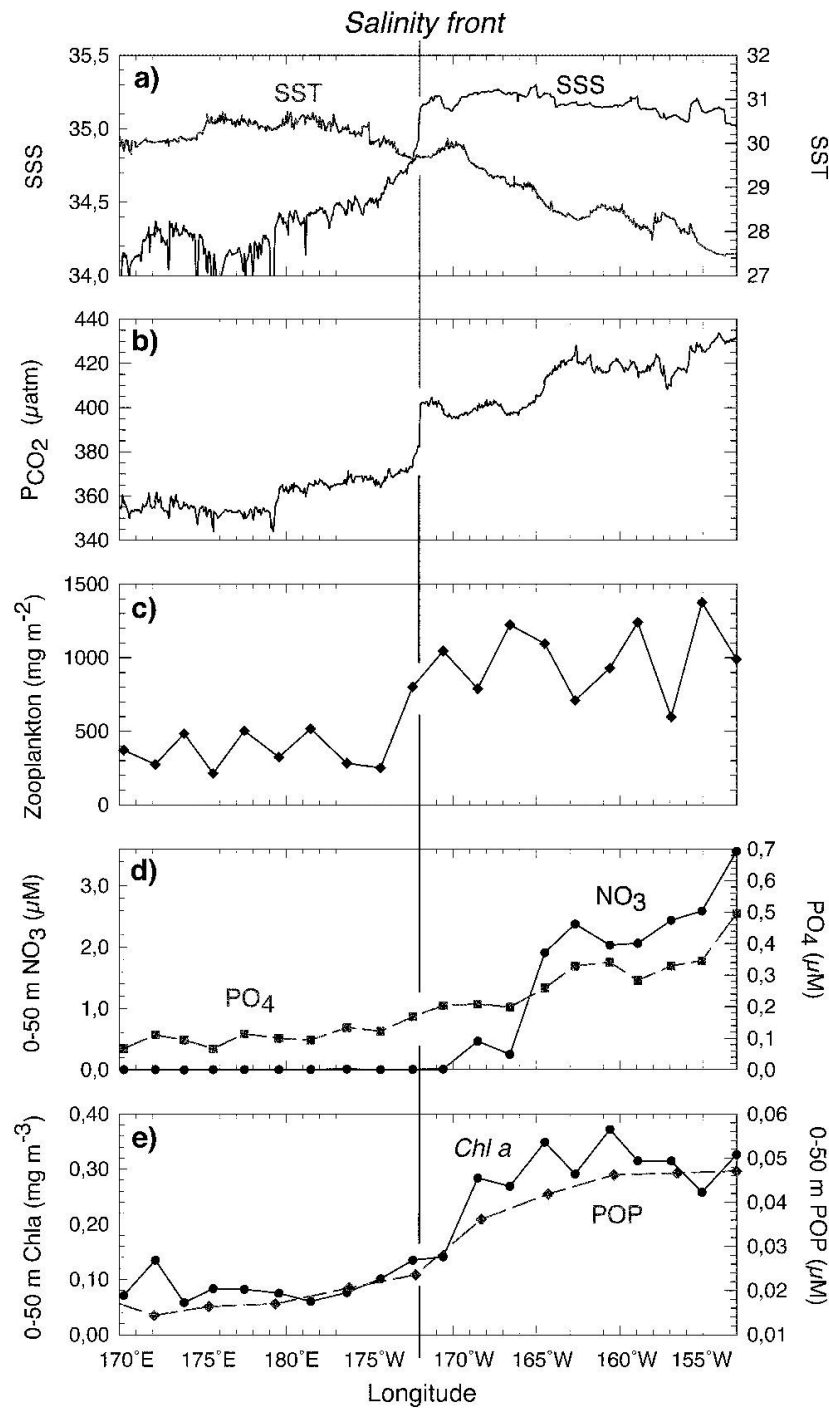


Figure 1.23 – Données obtenues pendant la campagne FLUPAC en octobre 1994, le long de l'équateur : a) SST et SSS, b) pCO₂, c) AFDW de la biomasse du mésozooplancton dans la zone 0-100 m, d) concentrations moyennes en NO₃ et PO₄, e), concentration moyenne en chlorophylle-*a* et POP (phosphore particulaire) dans la zone 0-50 m. D'après la figure 5 de [Rodier et al. \(2000\)](#).

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

ont été observées à plusieurs reprises dans la gyre subtropicale nord (*Longhurst, 1998*), et jouent probablement un rôle important dans l'écosystème oligotrophe.

Enfin, il est important de noter que l'extension spatiale de ces gyres subtropicales, définies à l'aide de l'iso-chlorophylle 0.07 mg m^{-3} , présente une forte variabilité saisonnière (*McClain et al., 2004*) : les gyres présentent une expansion minimale et les concentrations en chlorophylle les plus élevées pendant l'hiver de l'hémisphère correspondant, alors que l'expansion maximale est observée en été.

1.3-5 Synthèse : comparaison des écosystèmes oligotrophe (*warm pool*) et HNLC (*cold tongue*)

caractéristiques	<i>warm pool</i>	<i>cold tongue</i>
eaux de surface	chaudes et peu salées	froides et salées
thermocline	profonde	proche de la surface
spécificité	couche barrière	upwelling équatorial
chlorophylle de surface	$[Chl] \sim 0.05 \text{ mg m}^{-3}$	$[Chl] \sim 0.2 \text{ mg m}^{-3}$
écosystème	oligotrophe	HNLC
contrôle du phytoplancton	nitrate limitant	broutage, fer limitant
DCM	marqué, au sommet de la nitracline	très peu marqué

Tableau 1.3 – Comparaison des caractéristiques de la *warm pool* et de la *cold tongue*

Si l'on exclut les gyres subtropicales, qui concernent essentiellement les frontières du domaine étudié, et la région sud-ouest comprenant les mers de Corail, des Salomon, etc., le Pacifique tropical ouest est essentiellement constitué de deux écosystèmes principaux, la *warm pool* (oligotrophe) et la *cold tongue* (HNLC), aux caractéristiques très différentes (Tableau 1.3).

La structure verticale, tant physique que biologique, présente notamment des gradients beaucoup plus marqués (stratification plus importante) dans le cas de la *warm pool* (Figure 1.24). Celle-ci est caractérisée par des concentrations en nitrate quasiment nulles en surface (limitation par le nitrate, d), une nitracline et une thermocline marquées, à la même profondeur (b et d) et un DCM marqué et profond (e). Par contraste, la *cold tongue* présente des concentrations relativement élevées de nitrate en surface, et une nitracline, une thermocline et un DCM beaucoup moins marqués.

La productivité de ces deux types d'écosystèmes est également très différente : production nouvelle nettement plus élevée dans la *cold tongue* que dans la *warm pool* (Tableau 1.4), ce qui est aussi vrai pour la production primaire (nouvelle + régénérée). Dans les deux cas, la production primaire est fortement corrélée à la concentration en chlorophylle (*Le Bouteiller et al., 2003*). Le facteur f reste faible dans les deux écosystèmes, mais est plus élevé dans la

cold tongue que dans la *warm pool* (0.17 et 0.12 en moyenne dans la couche euphotique, respectivement), et présente des profils verticaux différents : maximum à 100 m de profondeur dans la *warm pool*, en surface dans la *cold tongue* (Navarette, 1998).

La composition des écosystèmes est différente également, avec des espèces de phytoplancton (Figure 1.24f) et de zooplancton (Le Borgne et Rodier, 1997) plus petites dans la *warm pool*, et une pression de broutage supérieure dans la zone HNLC (Landry et al., 1997).

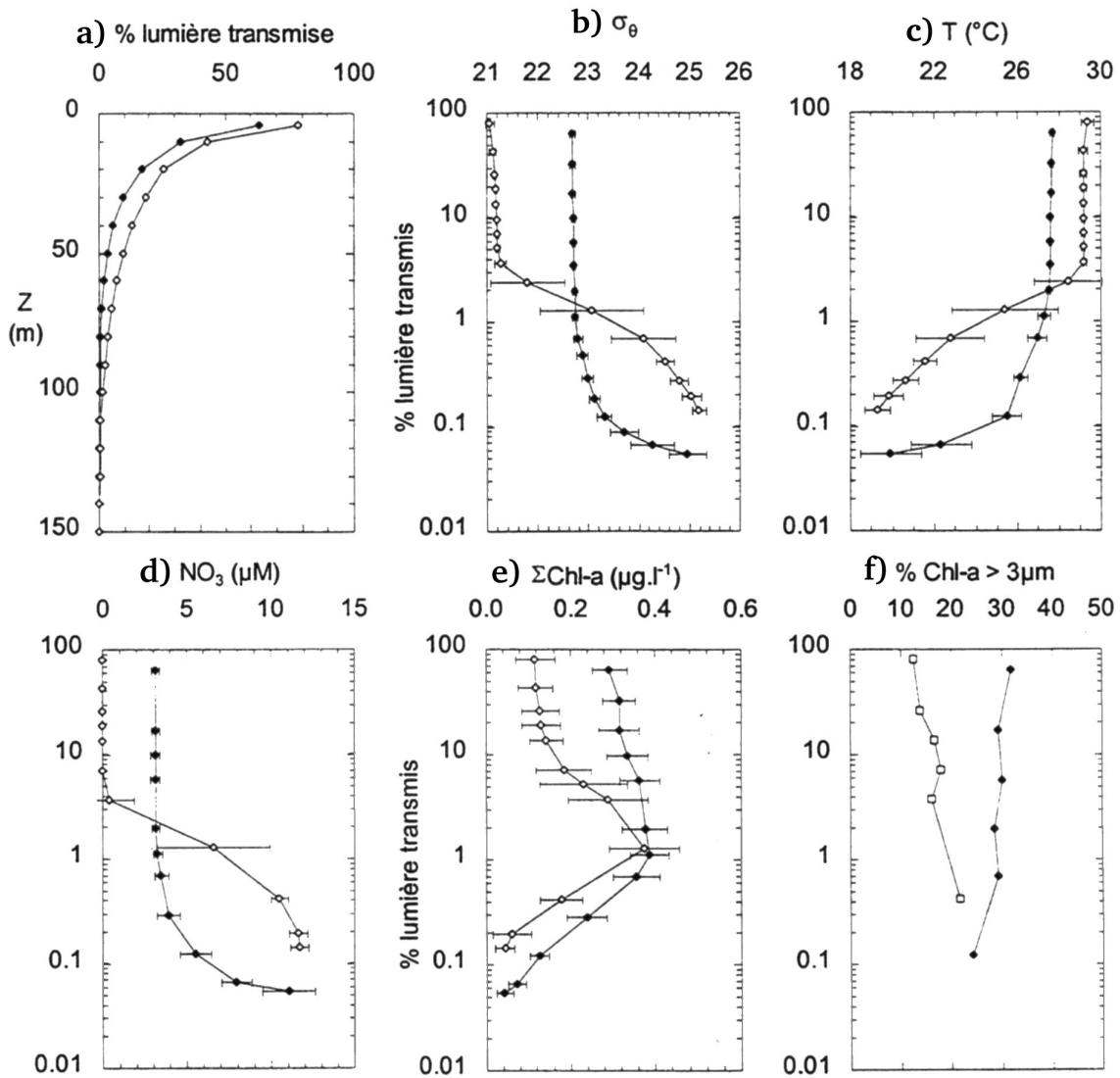


Figure 1.24 – Comparaison des paramètres physiques, chimiques et biologiques des stations 0°167°E (écosystème de type *warm pool*, symboles vides) et 0°150°W (écosystème de type *cold tongue*, symboles noirs). Les paramètres sont portés en fonction du pourcentage de lumière transmise (voir (a) pour la correspondance avec la profondeur). Les barres représentent l'écart-type. D'après la figure II-13 de Navarette (1998).

1.3 Écosystèmes du Pacifique tropical : caractéristiques

Region	Reference	Nitrate Uptake, mmol NO ₃ m ⁻² d ⁻¹
<i>Oligotrophic Regime</i>		
warm pool (model)	<i>Peña et al.</i> [1994]	0.52
140°W, 5°S-12°S	<i>McCarthy et al.</i> [1996]	0.2-1
140°W, 3°N-12°N	<i>McCarthy et al.</i> [1996]	0.2-1
167°E, 0°	<i>Navarette</i> [1998]	1.2
150°W, 11.5°S-16°S	<i>Raimbault et al.</i> [1999]	0.47-1.58
<i>Mesotrophic Regime</i>		
150°W, 0°	<i>Dugdale et al.</i> [1992]	1.43
133°W, 2°N-2°S	<i>Peña et al.</i> [1992]	2.85
150°W, 1°N-1°S (2-D model)	<i>Carr et al.</i> [1995]	4.3
90°W-180°, 5°S-5°N	<i>Chavez et al.</i> [1996a]	2.0-3.0
140°W, 2°N-2°S	<i>McCarthy et al.</i> [1996]	2.8
150°W, 0°	<i>Navarette</i> [1998]	3.0
150°W, 5°S-1°N	<i>Raimbault et al.</i> [1999]	1.65-2.68
90°W-180°, 5°S-5°N (model)	<i>Toggweiler and Carson</i> [1995]	3.3
90°W-180°, 5°S-5°N (model)	<i>Chai et al.</i> [1996]	2.3

Tableau 1.4 – Valeurs du taux d'absorption en azote (production nouvelle) obtenus dans différentes études, dans les régimes oligotrophe (*warm pool*) et mésotrophe (*cold tongue*) du Pacifique tropical. D'après la table 3 de *Radenac et al.* (2001).

1.4 Écosystèmes du Pacifique tropical : variabilité

1.4-1 Les concentrations en chlorophylle au rythme d'ENSO

Sur le plan physique, la modulation ENSO et l'activité interannuelles constituent le mode principal de variabilité du Pacifique tropical. La variabilité de la chlorophylle de surface, et de la dynamique phytoplanctonique de manière générale, est donc dominée par le cycle interannuel, et en étroite relation avec l'ENSO (*Christian et al., 2002a*). Nous allons présenter plus précisément les changements observés, par rapport à la situation neutre décrite dans la section précédente, pendant les phases El Niño et La Niña.

1.4-1.a Modification des écosystèmes pendant les événements El Niño

↪ Expansion/contraction des écosystèmes

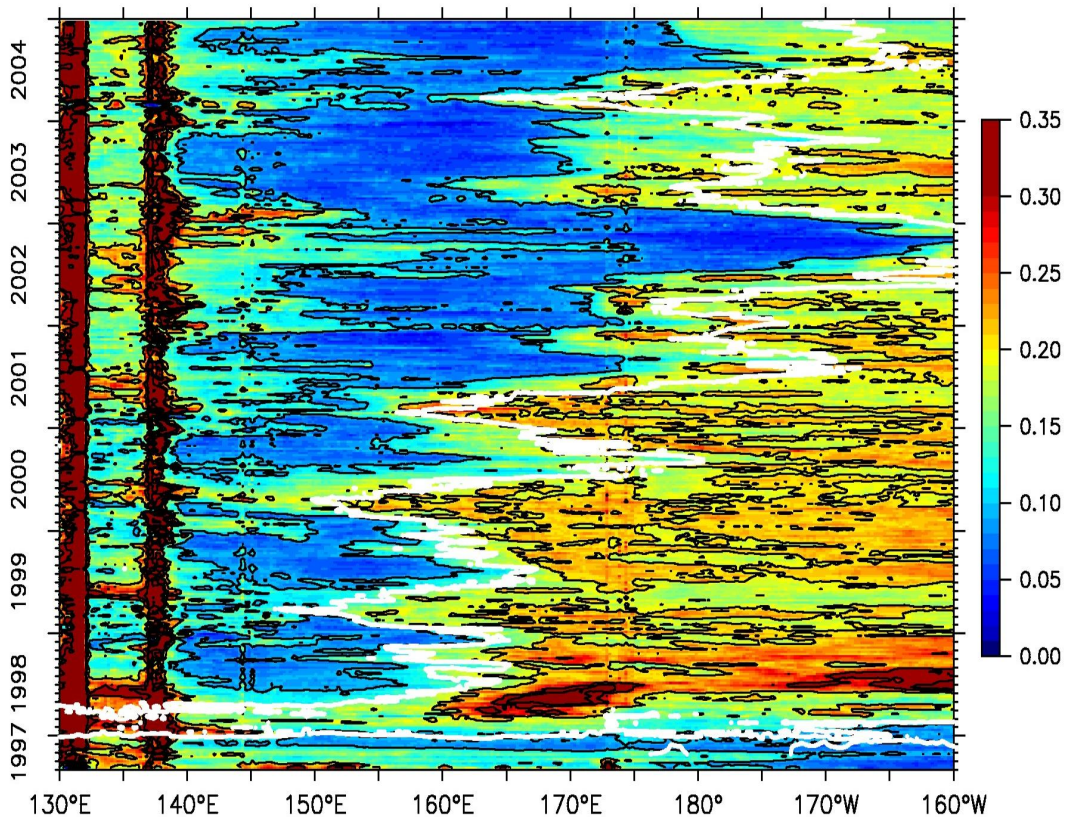


Figure 1.25 – Données moyennées sur 2°S-2°N de chlorophylle SeaWiFS (mg m^{-3}), contours tous les 0.1 mg m^{-3} . Le contour blanc est l'isotherme 29°C au niveau du front (d'après les données TMI).

Le front séparant la *warm pool* de la *cold tongue* subit des déplacements zonaux essentiellement interannuels. Ce front physique correspondant également à la frontière de nos deux écosystèmes, la taille respective de ceux-ci varie à l'échelle interannuelle : la région du

1.4 Écosystèmes du Pacifique tropical : variabilité

Pacifique tropical occupée par la *warm pool* augmente pendant les événements El Niño, alors que la *cold tongue* devient l'écosystème dominant pendant les phases La Niña ([Radenac et al. \(2001\)](#); [Le Borgne et al. \(2002a\)](#)).

La [figure 1.25](#) illustre ainsi les déplacements relatifs des deux écosystèmes dans le Pacifique équatorial ouest, pendant la période que nous étudions. En particulier, on peut deviner la très forte extension de la *warm pool* vers l'est en 1997 (El Niño majeur), et voir clairement la plus faible extension en 2002 (El Niño d'intensité moyenne). De plus, tout comme les années 1998 à mi-2001 sont caractérisées par un SOI globalement positif et les années mi-2001 à 2004 par un SOI négatif ([Figure 1.16](#) page 41), on peut constater que le front entre la *warm pool* et la *cold tongue* est situé vers 160°E pendant cette première période, et plutôt vers 180° au cours de la deuxième période.

↔ Impact sur les réservoirs de nutriments

Le basculement de la thermocline¹ induit une modification à grande échelle de la profondeur de la thermocline, et également de la nutricline, à travers le bassin ([Figure 1.26a](#)). Ainsi pendant les phases El Niño, la nutricline (et donc le réservoir de nitrate) est beaucoup plus proche de la surface qu'en période normale dans le Pacifique ouest, alors que l'inverse (enfouissement) est observé dans le Pacifique est. Ce basculement de la nutricline est plus ou moins important suivant l'intensité de l'événement considéré : ainsi à l'ouest du bassin par exemple², [Turk et al. \(2001a\)](#) ont relevé des profondeurs du milieu de la nutricline (iso-nitrate 16 mmol m⁻³) de l'ordre de 210 m en 1994 et 180 m en 1997 (événements El Niño d'intensité faible et forte, respectivement), sachant que la profondeur observée lors de conditions non-El Niño est de l'ordre de 260 m.

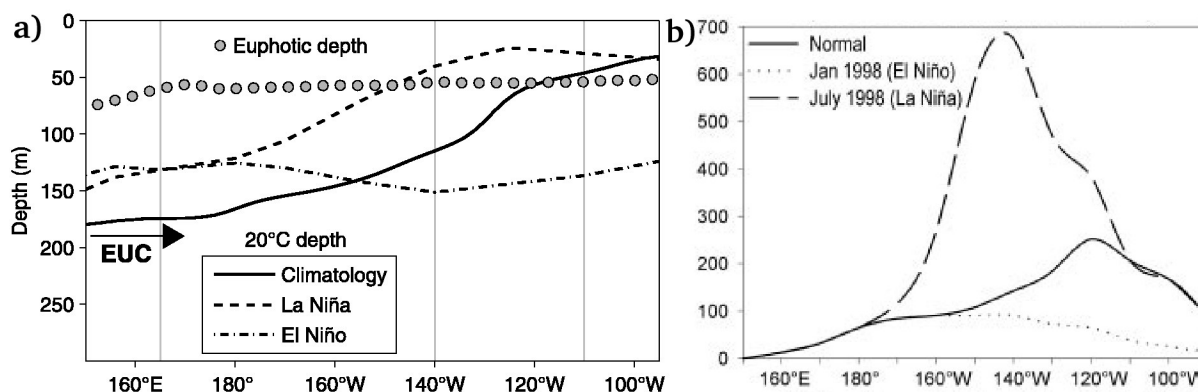


Figure 1.26 – a) Modèle conceptuel représentant les caractéristiques de la thermocline le long de l'équateur pendant les phases El Niño (octobre-décembre 1997) et La Niña (juin-août 1998) de l'événement majeur de 1997-98. D'après la figure 1 de [Ryan et al. \(2006\)](#). b) Flux de fer à 80 m de profondeur (nmol m⁻² jour⁻¹), d'après la figure 6b de [Chavez et al. \(1999\)](#).

¹ voir section 1.2-3.a page 38 ² entre 155°E et 170°W, où la profondeur de la nutricline est relativement constante, voir la figure 4 de [Turk et al. \(2001a\)](#)

La profondeur du réservoir principal de notre deuxième nutriment limitant, le fer, est également modifié à l'échelle d'ENSO. En effet, le fer est essentiellement apporté par l'EUC à travers le Pacifique (*Gordon et al., 1997*), or l'intensité de l'EUC varie en fonction d'ENSO (ralentissement pendant les événements El Niño, voir par exemple *Johnson et al. (2002)*). Dans le cas de l'événement majeur de 1997-98, l'EUC s'est même quasiment arrêté dans l'ensemble du Pacifique équatorial pendant le pic d'El Niño (*Chavez et al., 1999*).

En conséquence, dans le Pacifique central et ouest, le flux de fer à une profondeur donnée possède une forte variabilité interannuelle (**Figure 1.26b**). Certaines études (*Chavez et al. (1999)*; *Ryan et al. (2002)*) suggèrent en particulier que la reprise de l'EUC après les événements El Niño a un impact sur des blooms phytoplanctoniques de grande ampleur observés à ce moment-là¹.

↔ Modifications dans le Pacifique ouest

La remontée de la thermocline et de la nutricline dans le Pacifique ouest induisent une augmentation des concentrations de nitrate en subsurface (*Radenac et al., 2001*), alors que la surface en reste dépourvue (*Turk et al., 2001a*) (l'écosystème reste donc oligotrophe). Cet apport de nitrate est essentiellement dû à des processus verticaux d'après le modèle utilisé par *Radenac et al. (2001)*.

Une autre explication est la réduction et la remontée de la couche barrière à ce moment-là, ce qui facilite les remontées de nitrate en subsurface. En effet pendant El Niño, la *warm pool*, avec l'ensemble de ses caractéristiques physiques et biologiques, est advectée vers l'est ; et en particulier, la couche barrière se déplace vers l'est dans le même temps (*Ando et McPhaden (1997)*; *Vialard et Delecluse (1998)*). On a donc localement une remontée et un amincissement de la couche barrière pendant El Niño à l'ouest du bassin (*Mackey et al., 1997*). Par exemple en décembre 1995 - janvier 1996 dans la région équatoriale entre 145°E et 165°E (période non-El Niño), *Turk et al. (2001a)* relèvent des épaisseurs de couche barrière comprises entre 40 et 50 m ; alors qu'au cours de l'événement de 1994, l'épaisseur de la couche barrière s'est réduite jusqu'à 20-30 m et sa frontière supérieure est remontée d'une dizaine de mètres.

Cette augmentation des concentrations de nitrate dans la couche euphotique a logiquement pour conséquence une augmentation de la productivité (*Dandonneau (1986)*; *Radenac et Rodier (1996)*; *Mackey et al. (1997)*; *Turk et al. (2001b)*), puisque le nitrate est le nutriment limitant principal de la *warm pool*. Une augmentation très forte ($\times 10$) de la production nouvelle a ainsi été observée par *Turk et al. (2001a)* à l'ouest de 165°E, pendant le pic de l'événement majeur de 1997-98 : environ $1.16 \text{ mmolN m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ contre $0.15 \text{ mmolN m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ en conditions non-El Niño (**Tableau 1.5**). Là encore, cette augmentation de la production nouvelle dépend de l'intensité de l'événement considéré, puisqu'elle n'a que très légèrement augmenté pendant le faible El Niño de 1994-95 ($0.19 \text{ mmolN m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$).

¹ voir section 1.4-1.b page 65

1.4 Écosystèmes du Pacifique tropical : variabilité

Cette augmentation de la production primaire a essentiellement lieu entre 50 et 100 m, alors qu'elle reste faible en surface (*Turk et al., 2001a*), ce qui est en accord avec le fait que les concentrations en nitrate augmentent en subsurface, et restent faibles en surface.

Malgré l'augmentation de la production nouvelle dans la région, et des concentrations en chlorophylle de surface (voir par exemple *Dandonneau (1986)*), la biomasse intégrée sur la profondeur n'augmente pas significativement pendant les événements El Niño (*Turk et al., 2001a*). L'augmentation de la productivité est davantage liée à une modification de la distribution verticale de chlorophylle qu'à un changement de la biomasse totale (*Mackey et al., 1997*).

Il est enfin nécessaire de signaler le rôle des coups de vents d'ouest pendant cette période : en début d'El Niño, ils sont responsables du déplacement du front et de l'expansion de la *warm pool* et des conditions oligotrophes vers l'est (*Radenac et al., 2001*). Par ailleurs, il a été suggéré que les apports de nitrate en surface dans le Pacifique ouest, et donc l'augmentation de la production primaire, a essentiellement lieu pendant les périodes de coups de vents d'ouest (*Turk et al. (2001a)*; *Le Borgne et al. (2002a)*), à cause du mélange vertical et de l'approfondissement de la couche mélangée associés (*Siegel et al., 1995*). Il semblerait ainsi que les concentrations en chlorophylle augmentent pendant les WWB en 2002 (*Radenac et al., 2006a*), mais les processus responsables restent à explorer.

Le [tableau 1.5](#) résume les perturbations typiquement observées pendant les événements El Niño dans le Pacifique équatorial ouest, pour les paramètres physiques, chimiques et biologiques.

↔ Modifications dans le Pacifique central

Dans le Pacifique central, la situation inverse se produit : la thermocline est plus profonde qu'en période normale ([Figure 1.14b](#)). Non seulement le réservoir de nitrate est plus profond, mais en plus l'upwelling équatorial faiblit, voire s'arrête dans le cas d'événements forts. En conséquence, les concentrations en nitrate diminuent dans la couche euphotique. En 1997-98, la plus grande partie du Pacifique équatorial était même devenu oligotrophe (*Radenac et al., 2001*), avec des concentrations très faibles de nitrate en surface, et une limitation de l'écosystème par le nitrate (*Chavez et al., 1999*). Ces conditions oligotrophes ont été mises en place, puis se sont maintenues, par deux mécanismes : l'advection d'eaux pauvres depuis l'ouest, et l'arrêt de l'upwelling équatorial (*Radenac et al. (2001)*; *Radenac et al. (2005)*). Il faut cependant garder en mémoire que l'événement de 1997-98 a été réellement exceptionnel par son intensité ; cet établissement de conditions oligotrophes dans la plus grande partie du Pacifique équatorial reste donc particulier aux El Niños les plus forts, celui de 1997-98 comme nous venons de le dire, et aussi celui de 1982-83 (*Barber et Kogelschatz, 1990*).

1. Présentation générale du Pacifique tropical ouest

	Physics	Chemistry	Biology
Non-El Niño	warm pool (SST > 29°C) 20°C (170 m) SSS (< 34) BLT (40-50 m)	NO ₃ depleted (0-90 m) 16 mmol m ⁻³ NO ₃ (260 m) Si (< 2 mmol m ⁻³) P (< 0.2 mmol m ⁻³)	chl _{sur} (< 0.1 mg m ⁻³) chl _{max} (90 m) chl _{int} (25.9 mg m ⁻²) NP (0.15 mmolN m ⁻² d ⁻¹)
Moderate El Niño	warm pool (SST > 29°C) 20°C (150 m) SSS (< 34) BLT (20-30 m)	NO ₃ depleted (0-80 m) 16 mmol m ⁻³ NO ₃ (210 m) Si (< 2 mmol m ⁻³) P (< 0.2 mmol m ⁻³)	chl _{sur} (< 0.1 mg m ⁻³) chl _{max} (75 m) chl _{int} (23.8 mg m ⁻²) NP (0.19 mmolN m ⁻² d ⁻¹)
Strong El Niño	warm pool (SST > 29°C) 20°C (120 m)	NO ₃ depleted (0-50 m) 16 mmol m ⁻³ NO ₃ (180 m)	chl _{sur} (< 0.1 mg m ⁻³) chl _{max} (60 m) chl _{int} (25.5 mg m ⁻²) NP (1.16 mmolN m ⁻² d ⁻¹)

SST, sea surface temperature; SSS, sea surface salinity; NO₃, nitrate; Si, surface silica; P, surface phosphate; BLT, barrier layer thickness; chl_{sur}, surface chlorophyll *a*; chl_{max}, chlorophyll *a* maximum; chl_{int}, depth-integrated chlorophyll *a*; NP, depth-integrated new production.

Tableau 1.5 – Trois exemples de l'état physique, chimique et biologique du Pacifique équatorial ouest pour des conditions non-El Niño, El Niño modéré (1994-95) et fort El Niño (1997-98). D'après la table 2 de [Turk et al. \(2001a\)](#).

A cause de la diminution des concentrations de nitrate en surface, la production nouvelle est considérablement plus faible dans la couche de surface (40 premiers mètres dans [Turk et al. \(2001a\)](#)) que lors de conditions non-El Niño. En 1997, on avait même une production nouvelle plus faible dans le centre du Pacifique que dans l'ouest (montré à partir d'un modèle par [Radenac et al. \(2001\)](#)), avec une production primaire à peu près moitié plus faible que sa valeur climatologique (d'après une étude de données de [Strutton et Chavez \(2000\)](#)). En conséquence, la biomasse intégrée sur la profondeur est significativement plus faible en période El Niño qu'en période normale ([Turk et al., 2001a](#)).

Cependant, à cause des concentrations en nitrate élevées en surface dans le Pacifique central (conditions HNLC) avant l'El Niño de 1997, et à cause de la faible vitesse d'assimilation du nitrate par le phytoplancton dans cet écosystème, l'établissement des conditions oligotrophes s'est produit plus lentement que l'on aurait pu s'y attendre, les quantités de nitrate présentes dans la couche euphotique ayant été capable de soutenir la production biologique pendant plusieurs mois après l'arrêt de l'upwelling équatorial ([Radenac et al., 2005](#)).

Le [tableau 1.6](#) résume les perturbations typiquement observées pendant les événements El Niño dans le Pacifique équatorial central, pour les paramètres physiques, chimiques et biologiques.

1.4 Écosystèmes du Pacifique tropical : variabilité

	Physics	Chemistry	Biology
Non-El Niño	cold tongue (SST < 29°C) 20°C (170 m) SSS (> 34)	NO ₃ at 0 m (2-6 mmol m ⁻³) 16 mmol m ⁻³ NO ₃ (250 m) Si (> 2 mmol m ⁻³) P (> 0.2 mmol m ⁻³)	chl _{sur} (> 0.2 mg m ⁻³) chl _{int} (34.6 mg m ⁻²) NP (1.37 mmolN m ⁻² d ⁻¹)
Moderate El Niño	warm pool (SST > 29°C) 20°C (150 m) SSS (< 34) BLT (20-30 m)	NO ₃ depleted (0-80 m) 16 mmol m ⁻³ NO ₃ (210 m) Si (< 2 mmol m ⁻³) P (< 0.2 mmol m ⁻³)	chl _{sur} (< 0.1 mg m ⁻³) chl _{max} (75 m) chl _{int} (23.2 mg m ⁻²) NP (0.19 mmolN m ⁻² d ⁻¹)
Strong El Niño	warm pool (SST > 29°C) 20°C (120 m)	NO ₃ (0-50 m) 16 mmol m ⁻³ NO ₃ (180 m)	chl _{sur} (< 0.1 mg m ⁻³) chl _{max} (60 m) chl _{int} (24.9 mg m ⁻²) NP (1.25 mmolN m ⁻² d ⁻¹)

SST, sea surface temperature; SSS, sea surface salinity; NO₃, nitrate; Si, surface silica; P, surface phosphate; BLT, barrier layer thickness; chl_{sur}, surface chlorophyll *a*; chl_{max}, chlorophyll *a* maximum; chl_{int}, depth-integrated chlorophyll *a*; NP, depth-integrated new production.

Tableau 1.6 – Trois exemples de l'état physique, chimique et biologique du Pacifique équatorial central pour des conditions non-El Niño, El Niño modéré (1994-95) et fort El Niño (1997-98). D'après la table 3 de [Turk et al. \(2001a\)](#).

1.4-1.b Modification des écosystèmes en-dehors des événements El Niño

↔ Les périodes post-El Niño

La fin des événements El Niño, du moins depuis 1998, s'accompagne souvent d'une augmentation des concentrations en chlorophylle dans le Pacifique équatorial central/est, sous forme de blooms phytoplanctoniques de grande ampleur visibles par SeaWiFS ([Ryan et al., 2006](#)). Le plus impressionnant de tous a été observé après l'événement majeur de 1997-98 ([Chavez et al. \(1999\)](#); [Ryan et al. \(2002\)](#)), et des blooms de moindre importance sont aussi visibles en 2003 et 2005 vers 110°W, donc après chaque El Niño depuis le lancement de SeaWiFS.

Le bloom de 1998 a été particulièrement étudié, car il s'agit du plus important jamais observé dans le Pacifique tropical, par son intensité, son étendue spatiale et sa durée. Les concentrations en chlorophylle ont augmenté très rapidement en mai-juin 1998 vers 140°W, jusqu'à 40 fois en 3 semaines localement, et le bloom a persisté jusqu'en septembre tout en se déplaçant vers l'est jusque vers 100°W ([Chavez et al., 1999](#)). Même si le bloom était centré vers 140°W au début et s'est ensuite déplacé vers l'est, il s'étendait jusque vers 170°W en juin, et est donc visible dans notre région. Ce bloom a été expliqué par la remontée grande échelle de la thermocline, associée à la reprise des alizés favorables aux upwellings, et à la remontée de l'EUC ([Chavez et al. \(1999\)](#); [Ryan et al. \(2002\)](#)). L'existence de TIW¹ à ce moment-là explique la forme particulière du bloom, qui semble "onduler" autour de l'équateur, à cause

¹ Tropical Instability Waves

des vitesses méridiennes associées aux ondes (*Chavez et al. (1999)*; *Menkes et al. (2004)*); et le surfaçage de l'EUC explique l'advection du bloom vers l'est (*Ryan et al., 2002*).

Dans le cas de l'après-El Niño 1997-98, un autre bloom a été observé dans le Pacifique équatorial ouest, vers 165°E en mai 1998 (étudié dans le chapitre 5 page 151).

Ces blooms ne peuvent pas être expliqués uniquement par une augmentation locale des flux verticaux de nitrate et fer, car il existe d'autres périodes (phases La Niña) où l'EUC et la thermocline sont aussi proches de la surface, et les alizés aussi intenses, sans que l'on observe de tels blooms (*Ryan et al., 2006*). Ces derniers sont donc reliés spécifiquement à la fin des événements El Niño et non aux phases La Niña. Une explication liée aux variations interannuelles du NGCUC a été proposée par *Ryan et al. (2006)* : intensification et remontée du NGCUC pendant le pic des événements El Niño, avec pour conséquence une augmentation du couplage avec le plateau continental de la Nouvelle-Guinée. Cela implique une augmentation des concentrations en fer dans le NGCUC, et donc dans l'EUC. La date et l'emplacement des blooms est en accord avec le transport de l'EUC à ce moment-là, et avec la date d'intensification du NGCUC (*Ryan et al., 2006*). Ainsi, la variabilité dans le Pacifique ouest (NGCUC) serait directement responsable d'une forte réponse biologique dans le Pacifique central et est.

A noter également que dans l'extrême ouest du Pacifique tropical, la fin de l'événement de 1997-98 a été associée avec un bloom de phytoplancton à la naissance du NECC, pendant la première partie de l'année 1998 (*Christian et al., 2004*). De tels enrichissements en chlorophylle ont également été observés pendant les événements de 1982-83 (*Dandonneau, 1992*) et 2002-03 (*Christian et al., 2004*), quoi qu'avec une amplitude moindre. Les hypothèses proposées par *Christian et al. (2004)* incluent l'advection de phytoplancton et/ou nutriments depuis l'ouest, un upwelling local dans les méandres du courant, et la présence d'eaux riches dans le NGCUC, au sud du NECC. Pour plus de détails concernant ces enrichissements, se reporter à la section 5 de l'article *Messié et Radenac (2006)* page 128.

↔ Les phases La Niña

Les phases La Niña correspondent, en première approximation, à une amplification des conditions normales : alizés plus forts que d'habitude, SST plus froides, thermocline plus profonde à l'ouest du bassin, plus superficielle à l'est (*McPhaden, 2004*). A noter que la [figure 1.26a](#) page 61 est représentative des conditions El Niño / La Niña de 1997-98, mais pas nécessairement de toutes les phases La Niña : en particulier, lors d'une phase La Niña "classique", la thermocline est plus profonde que lors des conditions normales à l'ouest du bassin, alors qu'elle est restée plus superficielle en 1998. Les phases La Niña sont donc essentiellement caractérisées par une extension de la *cold tongue* vers l'ouest du bassin, et une réduction de la taille de la *warm pool*.

1.4-2 Autres modes de variabilité de la chlorophylle de surface

Bien que l'échelle interannuelle soit le mode de variabilité dominant de la chlorophylle de surface dans le Pacifique tropical, d'autres modes de variabilité ont été mis en évidence par plusieurs études. Nous les décrivons ici brièvement.

1.4-2.a Dans le Pacifique ouest

↪ Le cycle saisonnier

Rien ou presque n'a été reporté sur le cycle saisonnier dans le Pacifique tropical ouest du point de vue biologique, à l'exception de l'extrême sud-ouest de notre région. A cet endroit-là, *Radenac et Rodier (1996)*, *Dupouy et al. (2004)* et *Leonard et McClain (1996)* mentionnent un cycle saisonnier des concentrations en chlorophylle de surface, avec des concentrations deux fois plus élevées en hiver austral qu'en été (*Radenac et Rodier, 1996*). On observe également des blooms de *Trichodesmium spp.* dans cette région en été austral (*Dupouy et al., 2004*).

Dans la *warm pool*, *Dandonneau (1992)* mentionnent de faibles et incertaines variations saisonnières, en phase avec le cycle saisonnier de la SST (concentrations maximales au nord de l'équateur en février/mars). *Radenac et Rodier (1996)* mentionnent un cycle saisonnier de la profondeur du DCM, mais qui reste confiné à la subsurface à cause de la forte stratification existant dans la région (pas de modification saisonnière notable des concentrations en surface).

Dupouy et al. (1993) ont également observé l'existence d'un cycle saisonnier des concentrations en chlorophylle et de l'extension méridienne de l'écosystème mésotrophe de la *cold tongue*, pendant les années 1981-82, à partir des données CZCS. Ces auteurs observent un enrichissement plus étendu et plus intense d'avril à septembre que le reste de l'année.

↪ Les coups de vents d'ouest

Une autre source de variabilité au sein de la *warm pool* provient des coups de vents d'ouest (WWB¹), à l'échelle intrasaisonnière en liaison avec la MJO², mais également interannuelle puisque la fréquence et la force des WWB s'accroît pendant les événements El Niño (*Harrison et Vecchi, 1997*).

Les WWB sont souvent associés avec une augmentation des concentrations en chlorophylle de surface, particulièrement pendant les événements El Niño (voir plus haut, section 1.4-1.a), mais très peu d'études ont été menées sur l'influence des WWB sur le phytoplancton. Ainsi *Siegel et al. (1995)* mentionnent un triplement des concentrations de chlorophylle

¹ Westerly Wind Bursts ² Madden-Julian Oscillation, voir section 1.2-3.c page 44

à la suite d'un WWB en janvier 1993, probablement dû à l'entraînement de nutriments dans la couche de surface à la suite d'un fort approfondissement de la couche de mélange. Un autre coup de vent d'ouest a été observé par *Radenac et Rodier (1996)* en décembre 1989, avec un approfondissement de la couche de mélange visible en température et en nitrate ; cependant, aucun impact n'a été observé sur les concentrations en chlorophylle.

1.4-2.b Dans le Pacifique central (*cold tongue*)

↔ L'impact des ondes tropicales d'instabilité

Les ondes tropicales d'instabilité (TIW) sont observées généralement dans le Pacifique tropical à l'est de la ligne de changement de date, entre juin et décembre. Ces ondes se déplacent vers l'ouest, avec une période de l'ordre de 20 jours, une longueur d'onde de 1000 km environ et une vitesse de phase de l'ordre de 50 km jour⁻¹. Les vitesses méridiennes associées au passage de l'onde modifient les champs de SST, mais aussi de chlorophylle de surface (*Menkes et al. (2002)*; *Le Borgne et al. (2002a)*; *Strutton et al. (2001)*; *Gorgues et al. (2005)*). Elles sont ainsi supposées avoir joué un rôle important dans le développement du bloom majeur observé dans le Pacifique tropical en 1998 (*Chavez et al., 1999*).

Leur rôle sur la productivité et les concentrations en chlorophylle est néanmoins peu clair. Certaines études signalent une augmentation des concentrations en chlorophylle de surface au passage d'une TIW, les processus impliqués incluant l'advection et le mélange horizontaux, une augmentation de l'upwelling et une concentration de la biomasse au niveau des fronts (*Strutton et al., 2001*). Au contraire, *Gorgues et al. (2005)* suggèrent que les TIW sont responsables d'une diminution des apports en fer, et donc des concentrations en chlorophylle.

↔ L'impact des ondes de Kelvin

Les ondes de Kelvin de downwelling (DKW¹) sont générées par les WWB dans l'ouest du bassin, et se déplacent vers l'est. Elles ont une période de 40-70 jours, une longueur d'onde qui peut atteindre 10 000 km et une vitesse de déplacement de l'ordre de 200 km jour⁻¹. La perturbation des courants de surface associée au passage des DKW a pour conséquences une convergence des eaux. En conséquence, les remontées de fer associées à l'upwelling équatorial cessent, et l'on observe donc une diminution de la production biologique (*Chavez et al., 1998*).

¹ Downwelling Kelvin Waves

Conclusion

Le Pacifique tropical est une région extrêmement surveillée, car il est le siège d'un événement climatique majeur, le phénomène El Niño, qui influence la vie de millions de gens de part le monde. Du point de vue biologique, l'écosystème HNLC de la *cold tongue* a été beaucoup étudié, car il s'agit d'une région fortement productive (pompe biologique active), et en même temps siège de forts upwellings (source majeure de CO₂), qui joue donc un rôle important dans le cycle du carbone.

Par contraste, la partie ouest du Pacifique, et notamment la *warm pool*, a été surtout étudiée du point de vue physique, car l'on pense aujourd'hui que c'est dans la partie ouest du bassin que sont générés les El Niños. Par contre du point de vue biologique, cette région globalement oligotrophe et peu productive est relativement peu connue. Différents modes de variabilité ont tout de même été mis en évidence, notamment à l'échelle interannuelle en liaison avec l'ENSO, mais aussi à d'autres échelles de temps, de l'intrasaisonnier (en liaison avec les WWB) au saisonnier. Il nous reste encore à tenter de mieux comprendre cette variabilité, et les mécanismes à l'œuvre dans l'ouest du bassin qui pourraient expliquer les variations biologiques observées.

L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre le contrôle de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest, dans les différentes échelles de variabilité que nous avons mises en évidence. Nous nous proposons donc de tenter d'apporter une réponse à deux questions principales :

- ⇒ quels sont, plus précisément, les **modes de variabilité** de la concentration en chlorophylle de surface ?

⇒ et quels sont les **mécanismes** responsables des variations observées ?

Chapitre 2

Données et modèle utilisés



Figure 2.1 – Déploiement d’une bouée TAO depuis le navire Ka’imimoana. Il s’agit d’une bouée un peu particulière puisqu’elle effectue également des mesures de $p\text{CO}_2$ (les bouées “classiques” sont toriques, sans instruments au centre).

Sommaire

Introduction	73
2.1 Données de surface, grillées, de grande échelle	74
2.1-1 Concentrations en chlorophylle : SeaWiFS	75
2.1-2 Champs de données physiques	79
2.2 Données <i>in situ</i> : les mouillages TAO/TRITON	83
2.3 Modèle numérique	88
2.3-1 ROMS : un modèle régional à haute résolution	88
2.3-2 Principaux paramètres de la configuration utilisée	93
2.4 Objectifs et méthodologie	96
2.4-1 Objectifs	96
2.4-2 Méthodologie	97

Introduction

Le chapitre 1 nous a permis de dresser un état des lieux des connaissances que nous avons du contrôle de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical, et de dégager les questions essentielles auxquelles nous nous efforcerons de répondre au cours de cette thèse. Nous faisons maintenant l'inventaire des différents moyens à notre disposition, qui nous permettront de mieux comprendre la variabilité des concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical ouest, et les mécanismes associés à cette variabilité.

Ce chapitre présente donc les différents produits utilisés au cours de cette thèse : champs de données (satellite, produits dérivés de données satellite, et mesures *in situ*) et champs numériques (obtenus grâce au modèle régional ROMS¹). Ces différents champs ont des caractéristiques très différentes, avec leurs propres avantages et inconvénients, que nous détaillerons au fur et à mesure. Tous ont été utiles, à un moment où l'autre de cette thèse, et leur force réside dans leur complémentarité. Il est évidemment possible de réaliser des études à partir d'un seul de ces produits ; par exemple l'étude du cycle saisonnier de la chlorophylle (voir chapitre 4 page 125) n'a été réalisée qu'à partir des données de type satellite. Mais la combinaison de ces différents produits permet d'obtenir la description la plus complète possible de l'océan. L'étude du bloom des Kiribati en particulier (voir chapitre 5 page 151) est un exemple utilisant à la fois données satellite, *in situ* et modèle numérique.

données grillées de grande échelle	- données satellite : SeaWiFS (chlorophylle), TMI (SST), ERS-2 (vents), QuickSCAT (vents), T/P-ERS (SLA) - produits dérivés de données satellite : OSCAR (courants de surface)
données <i>in situ</i>	mouillages TAO (profils de température, profils de courants, profondeur de l'isotherme 20°C)
modèle numérique ROMS	modélisation physique régionale, sorties en température, salinité, courants, SSH, etc.

Tableau 2.1 – Résumé de l'ensemble des champs utilisés

¹ Regional Ocean Modeling System

2.1 Données de surface, grillées, de grande échelle

caractéristiques	- données de surface, grillées, de grande échelle - mesures effectuées par satellite : mesure directe ou produit dérivé
avantages	- données grillées, dans l'espace et dans le temps → données cohérentes, comparaison facile → possibilité d'analyses statistiques de grande échelle → possibilité de suivre l'évolution temporelle d'un phénomène
inconvénients	- problème des nuages (SeaWiFS) → "trous" dans les données - données de surface ou intégrées (2D) : pas de profil vertical - risques d'artéfacts (ex : cas des eaux turbides pour SeaWiFS)

Tableau 2.2 – Avantages et inconvénients des données satellite et produits dérivés

Les données satellite, et plus généralement les données de surface, grillées, de grande échelle, incluant également les produits du type OSCAR ([Tableau 2.3](#)) sont les données que nous avons le plus utilisées au cours de cette thèse. En effet, celle-ci s'est en premier lieu articulée autour des données SeaWiFS, qui sont les seules données "globales" de biologie disponibles dans cette zone à cette période. Et tout naturellement, ces données sont facilement comparables à d'autres données grillées de surface : en interpolant toutes les données de type satellite sur une même grille, il est très simple de faire des comparaisons et d'étudier la correspondance entre les paramètres physiques (courants, vents, SST, SLA) et biologiques (chlorophylle). De plus le fait d'avoir des données grillées, à la fois dans le temps et dans l'espace, permet de faire toutes sortes d'analyses statistiques. Mais ces données n'ont pas que des avantages, l'inconvénient majeur étant l'absence de renseignements sur la colonne d'eau ([Tableau 2.2](#)).

satellite ou produit	SeaWiFS	OSCAR	TMI	T/P - ERS	ERS-2	QSCAT
donnée	[Chl] de surface	courants de surface	T°	SLA	vents (vitesse et tension)	
résolution spatiale	0.1°	1°	0.25°	1°		0.5°
résolution temporelle	1 et 8 jours	5 jours	7 jours			1 et 7 jours
période	06/09/97 - 31/12/04	01/09/97 - 01/01/05	03/12/97 - 29/12/04	03/09/97 - 29/12/04	04/09/97 - 12/01/01	29/07/99 - 30/12/04

Tableau 2.3 – Caractéristiques des différents produits satellite et dérivés utilisés

2.1 Données de surface, grillées, de grande échelle

2.1-1 Concentrations en chlorophylle : SeaWiFS

2.1-1.a Présentation générale

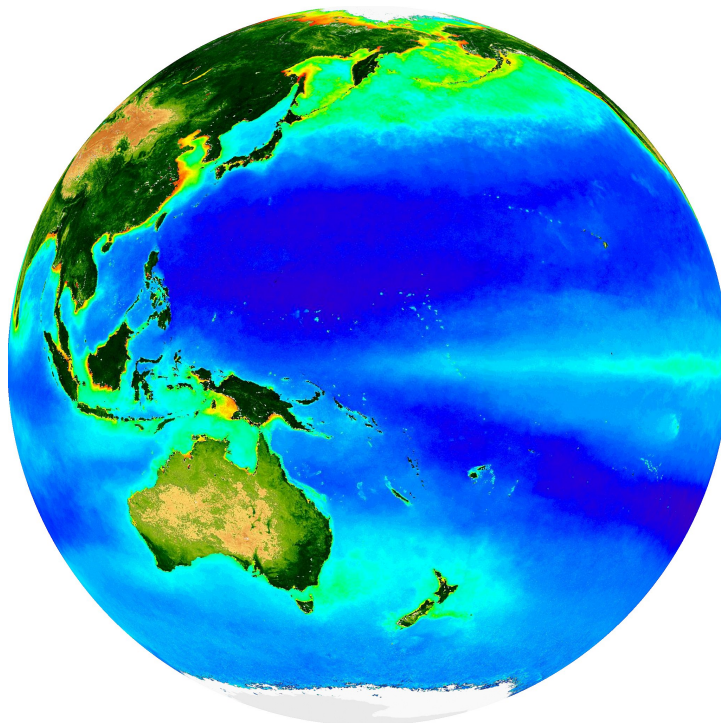


Figure 2.2 – “SeaWiFS biosphere globe”¹, centré sur 160°E, 0°, été boréal.

Les données les plus utilisées au cours de cette thèse sont clairement les données SeaWiFS² de concentration en chlorophylle de surface (*Hooker et McClain, 2000*) (Figure 2.2) : c’est en effet la seule base de données biologiques grande échelle, haute résolution et longue durée disponible au moment de cette étude. Il s’agit des seules données biologiques utilisées au cours de cette thèse. Comme nous l’avons déjà expliqué dans l’introduction générale, la concentration en chlorophylle est utilisée comme proxy pour la biomasse phytoplanctonique, et est de plus fortement corrélée à la production primaire dans notre région (*Le Bouteiller et al., 2003*).

Le satellite SeaWiFS a été lancé le 1^{er} août 1997 par la NASA³, Goddard Space Flight Center. Les données sont disponibles à partir du 6 septembre 1997, les séries temporelles commencent donc en plein milieu du phénomène El Niño le plus important du XX^e siècle. Au moment où les données SeaWiFS commencent à être disponibles, elles sont donc extrêmement intéressantes à double titre : non seulement on a à nouveau accès à des données en couverture globale à haute résolution des concentrations en chlorophylle de surface (aucune mesure satellite de couleur de la mer n’était plus effectuée depuis la perte de POLDER en juin 1997),

¹ Image obtenue sur le site http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/biosphere_globes.pl. ² National Aeronautics and Space Administration ³ National Aeronautics and Space Administration

mais c'est également la première fois que l'on peut suivre l'impact d'El Niño sur la biologie à l'échelle globale avec des données d'aussi bonne qualité¹, et surtout d'un phénomène aussi exceptionnel que celui des années 1997-98.

SeaWiFS fonctionne encore à la date de rédaction de ce manuscrit, et observe en permanence la Terre depuis une orbite héliosynchrone, à une altitude de 705 km, et avec une résolution spatiale de 1 km. Le capteur "voit" chaque point de la planète au minimum un jour sur deux. Si l'on prend en compte la perte de données due à la couverture nuageuse, la couverture globale de la planète est assurée en une semaine environ. L'instrument comporte six canaux dans le visible (412, 443, 490, 510, 555, 670 nm) et deux dans l'infra-rouge (765, 865 nm).

Le principe de la mesure est simple : la lumière du soleil atteignant la surface de l'océan est en partie réfléchiée, en partie absorbée par les molécules d'eau et l'ensemble des substances dissoutes ou particulières présentes dans l'eau de mer. Certaines longueurs d'ondes sont préférentiellement absorbées par l'océan, par exemple la couleur rouge disparaît très rapidement : c'est ainsi que l'océan apparaît d'une couleur variant du bleu (eau pure) au vert, en fonction du rapport réflexion/absorption pour chaque longueur d'onde.

En particulier, les pigments chlorophylliens contenus dans les cellules phytoplanctoniques, et permettant la photosynthèse, absorbent le bleu et le rouge et réfléchissent dans le vert. Tout comme les végétaux terrestres sont verts, la chlorophylle apparaît verte dans l'océan, et modifie donc la couleur de l'eau. SeaWiFS mesure pour chacun de ses canaux la réflectance, définie comme rapport entre l'éclairement ascendant (qui sort de l'océan) et l'éclairement descendant (qui y pénètre). A partir de la "couleur de la mer" mesurée ainsi, et plus exactement à partir des rapports entre les réflectances obtenues pour différentes longueurs d'onde allant du bleu au vert, on peut en déduire la concentration en chlorophylle-*a* dans la couche de surface "vue" par le satellite (de l'ordre de 30-40 m, *Radenac et al. (2005)*). De façon simplifiée, la concentration en chlorophylle est calculée à partir du ratio des réflectances bleu (443 nm) sur vert (550 nm), B/G pour "blue/green" : B/G diminue lorsque la concentration en chlorophylle augmente. Les canaux rouge et infra-rouge, quant à eux, servent aux différentes corrections atmosphériques appliquées.

Il est à noter que, la mesure étant effectuée dans le visible, la présence de nuages empêche de "voir" la concentration en chlorophylle, d'où la présence de nombreuses données manquantes, notamment à bonne résolution temporelle (données journalières, et dans une moindre mesure hebdomadaires). De plus, la couverture globale étant assurée en deux jours, les données journalières présentent de larges bandes de données manquantes, ce qui les rend difficiles à utiliser.

¹ CZCS (Coastal Zone Color Scanner) a été opérationnel de 1978 à 1986 et a donc observé le fort El Niño de 1982-83, mais les données SeaWiFS sont de meilleure qualité et ont donc permis d'observer des faits que n'avaient pas été remarqués par CZCS (*Murtugudde et al., 1999*).

2.1 Données de surface, grillées, de grande échelle

2.1-1.b Enjeux et limites

En plus de la présence de nombreuses données manquantes, les mesures de concentration en chlorophylle obtenues par cette méthode présentent des limites certaines. En particulier, les concentrations mesurées ainsi ne sont pas fiables à 100% : l'erreur associée est de l'ordre de 35% pour des concentrations comprises entre 0.05 et 50 mg m⁻³ en océan ouvert (*McClain et al., 1998*), et ce pourcentage augmente fortement en zone côtière où des matières non-chlorophylliennes participent également au signal couleur de l'eau.

En effet, le principe de base sur lequel est bâtie la mesure de chlorophylle - plus l'océan est vert, plus la concentration en chlorophylle est élevée - présente des limitations : la relation empirique entre la concentration en chlorophylle et le ratio B/G n'est pas toujours vérifiée. Cette relation est basée sur le principe que les constituants de l'eau de mer qui absorbent et réfléchissent la lumière sont en proportion constante, ce qui est une hypothèse la plus souvent valable (*Dandonneau et al., 2003*). Cependant, lorsqu'elle n'est plus vérifiée, c'est-à-dire lorsque B/G varie également en fonction de substances non-chlorophylliennes, cette relation mène à des biais importants, même en océan ouvert.

En particulier, l'accumulation de détritiques dans les zones de convergence peut générer des anomalies positives de chlorophylle dans les données SeaWiFS, qui ne correspondent pas à une réelle augmentation des concentrations en chlorophylle (*Dandonneau et al., 2003*). De même, comme cela a été en particulier observé en Méditerranée, les poussières sahariennes diminuent le ratio B/G, avec pour conséquence des valeurs de chlorophylles mesurées par SeaWiFS significativement trop élevées comparées aux données *in situ* (*Claustre et al., 2002*). On peut également noter que la présence de CDOM¹ et de bulles a tendance à faire apparaître l'océan plus vert, augmentant là encore artificiellement les concentrations en chlorophylle SeaWiFS (*Claustre et Maritorena, 2003*).

Malgré ces limites, dont nous restons conscients, les données SeaWiFS représentent un formidable outil, notamment lorsqu'elles sont utilisées comme proxy pour la biomasse phytoplanctonique comme ici. Ces données permettent ainsi d'étudier la variabilité des écosystèmes à grande échelle, avec une couverture spatio-temporelle relativement bonne. Certes, le pourcentage d'erreur est important, mais les études à grande échelle spatiale et aussi temporelle (notamment utilisant des moyennes et des extractions d'harmoniques données) demeurent significatives.

2.1-1.c Produits utilisés

Dans cette thèse, nous nous sommes uniquement intéressés à la concentration en chlorophylle-*a*, calculée à partir des rapports de réflectance 443/555, 490/555 et 510/555

¹ Colored Dissolved Organic Matter

(algorithme OC4v4¹ développé par *O'Reilly et al. (2000)*). Trois niveaux de données sont disponibles :

- **niveau 1A** : données brutes
- **niveau 2** : données issues du niveau 1A par application des facteurs d'étalonnage, des corrections atmosphériques, et des algorithmes bio-optiques.
- **niveau 3** : données grillées.

Nous avons utilisé les données de niveau 3 (L3b²) issues du “reprocessing 4” (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/SeaWiFS/R4/>). Au cours de cette thèse, nous avons utilisé les produits d’une résolution spatiale de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (9 km x 9 km), et d’une résolution temporelle de 1 jour, 8 jours et 1 mois. Cependant, l’essentiel des résultats présentés sont obtenus à l’aide du produit à 8 jours, qui représente le meilleur compromis résolution temporelle / pourcentage de données manquantes. Par la suite, sans autre précision, les données utilisées seront donc les données à 8 jours. Il faut noter que ce produit est construit de telle sorte que les “semaines” sont identiques tous les ans (même dates), ce qui signifie que la dernière “semaine” de l’année est d’une longueur variable, et différente des autres semaines de 8 jours : 6 jours dans le cas d’une année bissextile, 5 jours sinon. Pour les analyses statistiques de type transformée de Fourier ou analyse en ondelettes³, nous avons préféré ignorer cette différence plutôt que de réinterpoler l’ensemble des séries temporelles sur un axe des temps régulier.

2.1-1.d Traitements appliqués

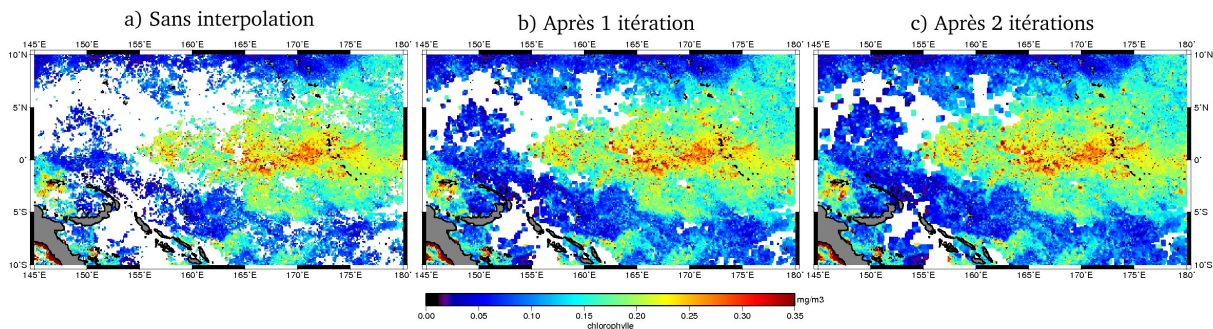


Figure 2.3 – Exemple d’application de la méthode d’interpolation itérative, données de concentrations en chlorophylle SeaWiFS à 8 jours du 25 janvier au 1^{er} février 1999 : données brutes (a), interpolées avec une itération (a) et 2 itérations (b).

Avant toute étude des données, des traitements préliminaires ont été appliqués à l’ensemble des cartes de concentration en chlorophylle afin d’éliminer les données aberrantes et de réduire le nombre de données manquantes à cause des nuages.

Ainsi à chaque point de grille, nous avons calculé la moyenne (\overline{chl}) et l’écart-type (σ^2)

¹ Ocean Chlorophyll 4-band algorithm version 4 ² Level 3 binned data product ³ voir chapitre 3 page 101

2.1 Données de surface, grillées, de grande échelle

de la série temporelle de l'ensemble des données disponibles sur la totalité de la période. Les pixels dont la distance à cette moyenne est supérieure à 5 fois la déviation standard ($\|chl - \overline{chl}\| \geq 5\sigma^2$) sont considérés comme faux, et traités comme une donnée manquante.

Ensuite à chaque pas de temps, les cartes de chlorophylle de surface ont été interpolées grâce à une méthode itérative : chaque pixel manquant est calculé comme la moyenne de ses voisins les plus proches, s'ils existent (programme IDL adapté aux données satellite et transmis par Mehrad Rafizadeh, LOCEAN). Cette méthode a été appliquée avec 2 itérations dans le cas des données haute résolution à 0.1° (Figure 2.3.)

D'autre part, à l'issue du premier traitement (donc avant interpolation spatiale), un produit dégradé, d'une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$, a été calculé. Pour cela, nous avons utilisé une méthode similaire à celle présentée par *Yoder et Kennelly (2003)*. Les données ont tout d'abord été réinterpolées sur une grille de résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, chaque pixel étant obtenu par moyenne géométrique des pixels correspondants dans le produit à 1° . Puis ce produit à 0.25° a été à nouveau interpolé sur une grille à $1^\circ \times 1^\circ$, cette fois-ci en prenant la médiane des pixels correspondants.

2.1-2 Champs de données physiques

Cette section présente les différents produits physiques de type grande échelle utilisés : vents, courants de surface, température de surface, hauteur de la mer. Toutes ces données ont été interpolées sur la grille de SeaWiFS (produit à 8 jours, dégradé à 1°). Ce regrillage, temporel puis spatial, a été réalisé par interpolation linéaire. Il permet de comparer aisément les différents jeux de données.

Nous remercions le projet OSCAR, Remote Sensing System (pour le produit TMI), le CERSAT (pour les vents satellite) et la division d'océanographie spatiale de CLS (pour le produit T/P-ERS) pour l'utilisation de ces données.

2.1-2.a Courants de surface : OSCAR

Les courants de surface sont issus du produit OSCAR¹, disponible en ligne à l'adresse <http://www.oscar.noaa.gov/>. Le site OSCAR permet également de valider en ligne les données utilisées, à l'aide de bouées dérivantes et des données TAO. De façon générale, *Johnson et al. (2006)* affirment que les courants moyens sont bien résolus, ainsi que la variabilité des courants zonaux dans la zone équatoriale. Par contre, la variabilité des courants méridiens n'est pas très satisfaisante. De plus, aux latitudes supérieures à 10° , l'amplitude des courants est trop faible par rapport à la réalité.

¹ Ocean Surface Current Analyses - Real time

Nous avons utilisé les champs de courants non filtrés, d'une résolution temporelle de 5 jours et d'une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ (*Bonjean et Lagerloef, 2002*). Ces courants sont calculés comme la somme de 3 contributions distinctes :

- une partie géostrophique, calculée à partir d'un produit altimétrique produit par SSALTO/DUACS^a et distribué par AVISO²,
- une partie générée par les vents (dérive d'Ekman), calculée à l'aide des champs de vent produits et distribués par FSU/COAPS³,
- une partie due à l'existence de vents thermiques, calculée à l'aide des températures de surface produites et distribuées par NOAA/NCEP⁴.

2.1-2.b Températures de surface : TMI

Les températures de surface que nous avons utilisées sont les données TMI⁵, produites par Remote Sensing Systems et financées par le projet NASA Earth Science REASoN⁶ DISCOVER. Il s'agit d'un produit à 7 jours (les données TMI sont également disponibles à des résolutions de 1 jour, 3 jours et 1 mois), d'une résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, obtenu en ligne sur le site <http://www.ssmi.com/tmi> (version 3a).

Le principal avantage de ce produit par rapport aux produits de SST traditionnels est qu'il utilise un radiomètre à micro-ondes (10.7 GHz) au lieu d'un capteur infrarouge, ce qui permet de mesurer la SST même à travers les nuages puisque ceux-ci sont quasiment transparents à cette fréquence (exception faites des nuages précipitants). Les micro-ondes sont également insensibles à la présence d'aérosols et de vapeur d'eau, mais elles sont par contre affectées par la rugosité de la surface de la mer, contrairement aux ondes infrarouges. Une correction particulière est donc utilisée pour tenir compte de la rugosité.

2.1-2.c Vents : ERS-2 et QuickSCAT

Nous avons utilisé les vents provenant de deux satellites différents, ERS-2⁷ et QuickSCAT⁸. En effet, aucun de ces deux produits ne couvre la totalité de la période étudiée (1997-2004). Suivant les études réalisées, l'un, ou l'autre, ou les deux sont donc utilisés. Pour ces deux produits, nous avons utilisé les vents zonaux et méridiens, la tension de vent zonale et méridienne, ainsi que le rotationnel de la tension de vent et la divergence du vent.

¹ Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise / Data Unification and Altimeter Combination System ² Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data ³ Florida State University / Center for Ocean-Atmosphere Prediction Studies ⁴ National Oceanographic and Atmospheric Administration / National Center for Environmental Prediction ⁵ TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) Microwave Imager ⁶ Research, Education and Applications Solution Network ⁷ European Remote Sensing satellite ⁸ Quick Scatterometer

2.1 Données de surface, grillées, de grande échelle

Les données ont été obtenues sur le site du CERSAT¹, Ifremer² (<http://www.ifremer.fr/cersat/en/data/download/download.htm>).

Les données ERS sont obtenues à partir du capteur AMI-Wind³ embarqué sur le satellite ERS-2. Les données sont disponibles jusqu'au 15 janvier 2001. Il s'agit d'un produit hebdomadaire à $1^\circ \times 1^\circ$, de niveau 3, calculé à partir des observations discrètes par une méthode de regrillage objective (kriging).

Les données QuickSCAT (capteur SeaWinds) sont disponibles à partir du 26 juillet 1999. Il s'agit de cartes hebdomadaires et journalières d'une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, de niveau 3. A noter qu'il existe un biais entre les deux produits, ce qui rend le raccord particulièrement difficile : les vents QuickSCAT sont plus intenses et présentent une variabilité plus forte.

Dans les deux cas, la mesure est effectuée à l'aide d'un diffusiomètre, c'est à dire un capteur actif (envoi d'une onde et mesure de l'onde retour, au contraire de SeaWiFS qui se contente de "regarder" la mer en mesurant les ondes arrivant au capteur) qui opère dans le domaine des micro-ondes. Le principe de la mesure est basé sur le fait que la rugosité de la surface de l'océan est modifiée par les vents, et que la réflexion d'une onde à la surface de la mer dépend de la rugosité de celle-ci.

2.1-2.d Anomalies de hauteur de la mer : T/P-ERS

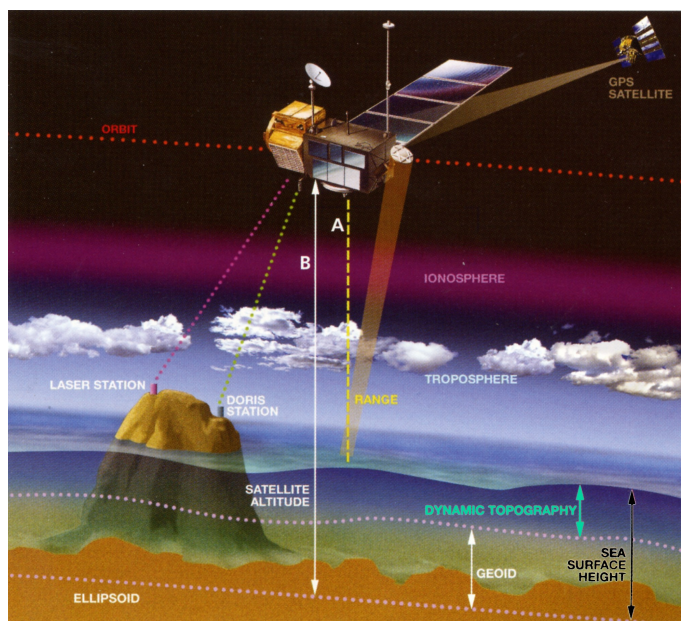


Figure 2.4 – Principe de la mesure altimétrique (voir le texte pour le détail)

¹ Centre ERS d'Archivage et de Traitement ² Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
³ Active Microwave Instrument

La mesure de hauteur de la mer, pour les satellites Topex/Poséidon et ERS, est effectuée par altimétrie radar. Cette technique consiste à mesurer la distance entre le satellite et la surface de la mer, en envoyant une onde électromagnétique (il s'agit donc encore une fois d'une mesure active) et en mesurant le temps de trajet aller/retour. Connaissant la vitesse de propagation de l'onde, on en déduit la distance altimétrique (en jaune, A, sur la Figure 2.4), et connaissant l'altitude du satellite (B), on obtient le niveau de la mer (en noir sur la figure) par rapport à l'ellipsoïde de référence. Tout le problème vient du fait que ce signal est composé de la somme du géoïde, dépendant de la gravité à cet endroit-là, et de la topographie dynamique (en vert), qui dépend de l'état de l'océan (courants, densité de l'eau, etc.). C'est donc cette dernière partie qui nous intéresse, mais le géoïde n'est malheureusement pas connu avec suffisamment de précision aujourd'hui pour que l'on puisse travailler sur une topographie dynamique précise. En conséquence, nous n'étudions que les anomalies de hauteur de la mer, afin de filtrer le géoïde puisque celui-ci est, en première approximation, indépendant du temps.

Le produit d'anomalies de hauteur de la mer (SLA) que nous utilisons est le produit T/P-ERS¹ (*Ducet et al., 2000*) distribué par la division d'océanographie spatiale de CLS². Il s'agit de données hebdomadaires, interpolées sur une grille de résolution $1/3^\circ \times 1/3^\circ$. Les anomalies sont calculées par rapport à une moyenne de 7 années (1993-1999). En plus des corrections appliquées aux produits Topex et ERS, une analyse objective, prenant en compte les erreurs corrélées le long des traces, est appliquée au produit de SLA.

¹ Topex/Poséidon - ERS ² Collecte, Localisation, Satellites

2.2 Données *in situ* : les mouillages TAO/TRITON

caractéristiques	<ul style="list-style-type: none"> - données en profondeur (profils verticaux) - mesures effectuées <i>in situ</i>
avantages	<ul style="list-style-type: none"> - renseignements sur la colonne d'eau - mesure directe (<i>in situ</i>) des paramètres - pour les données TAO, existence de longues séries temporelles (1986 à aujourd'hui)
inconvénients	<ul style="list-style-type: none"> - problème des "trous" dans les données - données ponctuelles dans l'espace (TAO et campagnes) et dans le temps (campagnes) → représentativité de la mesure ? - problèmes d'artéfacts, d'étalonnage

Tableau 2.4 – Avantages et inconvénients des données *in situ*

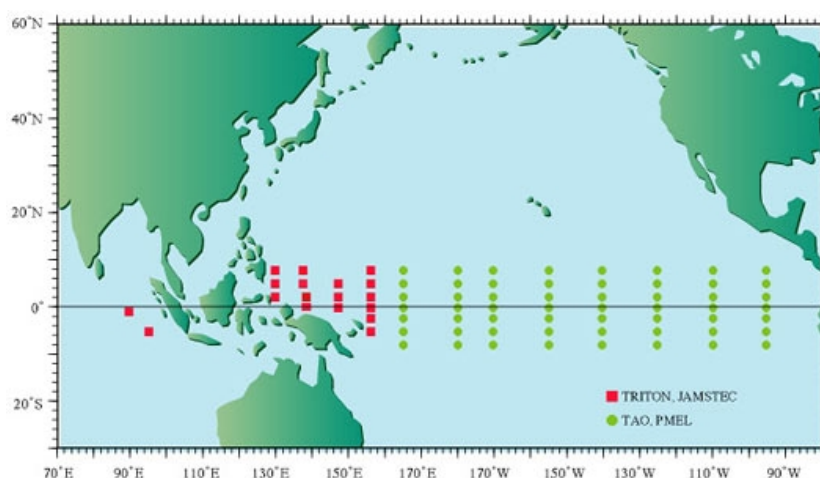


Figure 2.5 – Réseau de mouillages TAO/TRITON¹.

L'ensemble des données *in situ* utilisées au cours de cette thèse provient du réseau de mouillages TAO/TRITON². Ce réseau est constitué d'environ 70 mouillages disposés de manière régulière entre 8°N et 8°S dans l'ensemble du Pacifique équatorial (Figure 2.5). Ils sont gérés par la NASA³ américaine entre 165°E et 95°W (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/index.shtml>), et le JAMSTEC⁴ japonais entre 130°E et 156°E (<http://www.jamstec.go.jp/jamstec/TRITON/index.html>), avec également une participation française (IRD⁵).

L'objectif premier de ces mouillage est la surveillance, l'étude et la prévision du phénomène El Niño. En effet à la suite de l'événement majeur de 1982-83, qui n'avait pas

¹ Image obtenue sur le site <http://www.jamstec.go.jp/jamstec/TRITON/index.html> ² Tropical Atmosphere Ocean / TRIangle Trans Ocean buoy Network ³ National Oceanic and Atmospheric Administration

⁴ Japan Agency for Marine-earth Science and TEChnology ⁵ Institut de Recherche pour le Développement

été prédit et même très tardivement détecté, il est apparu comme indispensable de pouvoir surveiller l'ensemble du Pacifique équatorial en temps réel afin de détecter plus tôt un tel phénomène, voire de le prédire. A l'époque, les données satellite étaient rares voire inexistantes (Topex/Poséidon n'a été lancé qu'en 1992). Ces bouées, dont les premières datent de 1984, représentaient donc la principale source de données temps réel dans le Pacifique équatorial. Le réseau de 70 mouillages s'est construit progressivement au cours de la décennie TOGA¹ (McPhaden et al., 1998), jusqu'à être complet en 1994.

type de donnée	description	mouillages équipés
données atmosphériques	vitesse et direction du vent	tous
	température de l'air	
	humidité relative	
	précipitations	156°E 0°, 165°E (tous), 170°W 0° et 8°N
	radiations SW ²	156°E 0°, 165°E (tous), 180° 0° et 8°N, 170°W 0°
données de surface	hauteur dynamique	tous
	température de surface	
	salinité de surface	156°E (tous sauf 8°N), 165°E (tous),
	densité de surface ³	180° (tous sauf 8°N), 170°W 0°
données de subsurface	profils de température	tous
	profondeur de l'iso-20°C	
	profils de courants	à l'équateur : 147°E, 165°E, 170°W

Tableau 2.5 – Données TAO/TRITON disponibles dans le Pacifique équatorial ouest (à l'ouest de 160°W) sur la période 1997-2004.

Aujourd'hui, le réseau est géré par les Américains à l'est de 165°E, par les Japonais à l'ouest. Depuis 1996, le navire chargé de la maintenance des mouillages côté américain est le Ka'imimoana (Figure 2.6), port d'attache Hawaii (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/kaimi/>). J'ai eu l'opportunité de participer à une telle campagne en août/octobre 2005 sur les longitudes 140°W et 125°W, ce qui m'a permis de me familiariser avec ces données ainsi qu'avec différentes manipulations en mer. En effet, en plus de l'entretien et du remplacement des bouées, les scientifiques à bord du Ka'imimoana lancent des flotteurs ARGOS, des bouées de surveillance de tsunamis, des bouées mesurant la concentration en CO₂ de surface et atmosphérique, et réalisent également des CTD⁴ ainsi que diverses mesures biologiques. J'ai eu la chance de pouvoir participer à plusieurs de ces tâches, et cette campagne en mer qui fut la première pour moi, reste un des meilleurs souvenirs de cette thèse.

¹ Tropical Ocean Global Atmosphere ² Short Wave ³ Sea Surface Density ⁴ Conductivity, Temperature, Depth

2.2 Données *in situ* : les mouillages TAO/TRITON



Figure 2.6 – Photo du Ka'imimoana prise depuis le zodiaque. On distingue une bouée TAO en bas à droite.

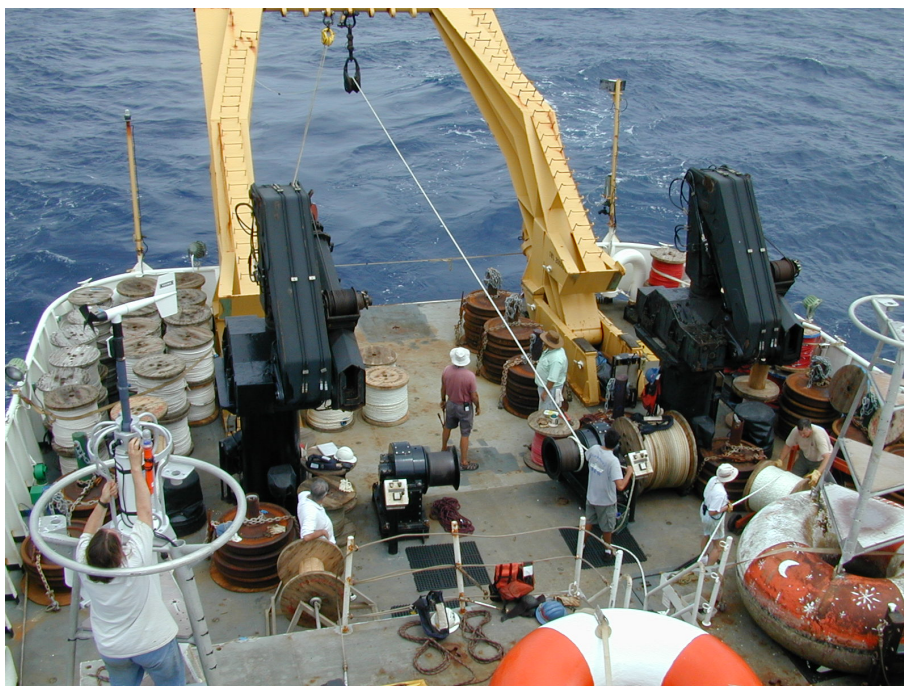


Figure 2.7 – Journée “bouée” à bord du Ka'imimoana : la bouée a été remontée à bord, déséquipée et nettoyée (à droite) tandis que Margie (chef scientifique) termine d'équiper celle qui va la remplacer (à gauche) et que l'équipage, aidé de Doc et de scientifiques (dont moi quand je ne prends pas de photos...), remonte à bord les kilomètres de corde qui rattachaient la bouée au fond.

En ce qui concerne les bouées TAO, le travail ne manque pas (Figure 2.7) : le Ka'imi-moana parcourt l'ensemble du réseau à l'est de 165°E deux fois par an, et renouvelle chaque mouillage tous les ans ce qui signifie qu'à chaque campagne, une bouée sur deux en moyenne est remplacée. Le travail consiste à aller récupérer les instruments fragiles directement sur la bouée (la partie la plus amusante, surtout quand il y a un peu de houle!), et à remonter celle-ci à bord après avoir déclenché le séparateur acoustique situé au niveau de l'ancre. En particulier, il s'agit de remonter à bord les 500 m de câble sur lequel sont fixés les capteurs de température, et surtout les quelques kilomètres de corde qui reliaient la bouée au fond (ce qui représente le plus gros du travail!). Ensuite une nouvelle bouée, équipée à l'avance avec les instruments de surface, est larguée à la mer. Il ne reste plus qu'à fixer les capteurs de subsurface sur le câble, à dérouler la corde, et à larger l'ancre, et la bouée est à nouveau opérationnelle... Le tout représente à peu près une journée de travail.

La figure 2.8 présente une bouée de type "standard", sachant que les bouées équatoriales sont souvent complétées par un mouillage de subsurface portant un ADCP¹. Chaque bouée comporte ainsi des capteurs en surface de direction et force du vent, de température de l'air et d'humidité relative, de flux radiatifs solaire et infrarouge, ainsi qu'un pluviomètre. En subsurface, des capteurs sont fixés au câble jusqu'à 500 m de profondeur, et mesurent la température et la pression ainsi que parfois la conductivité (permet de calculer la salinité). L'ensemble de ces données est transmis en temps réel par satellite (système Argos), et disponible en ligne sur le site <http://www.pmel.noaa.gov/tao/disdsl/> (Tableau 2.5).

Au cours de cette thèse, nous avons utilisé les données à 5 jours de profils de température, profils de courants (ADCP) et profondeur de l'isotherme 20°C, sur la période 1997-2004. En ce qui concerne la profondeur de l'isotherme 20°C, l'intérêt de cette donnée pour nous est le fait qu'elle se situe à peu près au milieu de la thermocline. Ses variations nous donnent donc des indications très précieuses sur la profondeur de la nutricline, puisque cette dernière est très proche de la thermocline dans le Pacifique équatorial ouest².

¹ Acoustic Doppler Current Profiler ² voir section 1.3-1 page 47

2.2 Données *in situ* : les mouillages TAO/TRITON

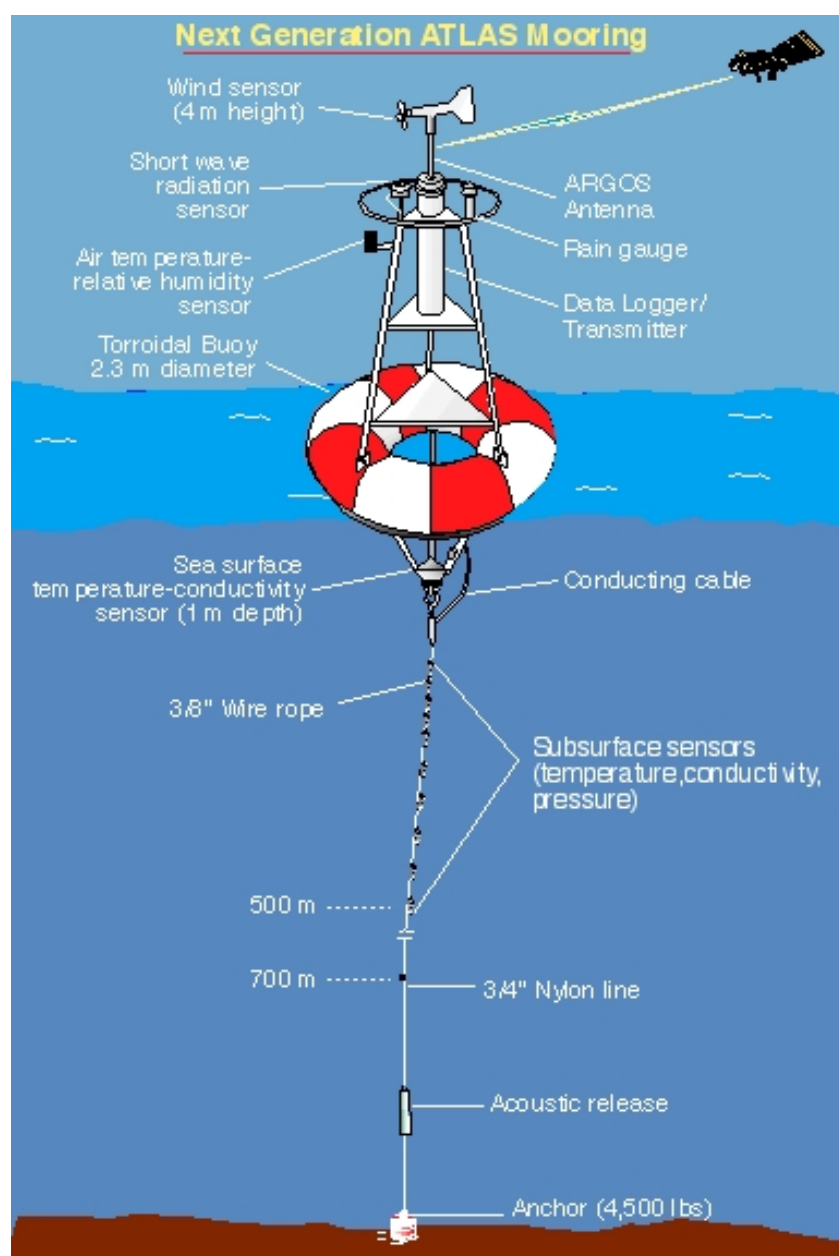


Figure 2.8 – Schéma¹ d'un mouillage TAO de type ATLAS² nouvelle génération (type standard depuis 2001).

¹ Image obtenue sur le site <http://www.pmel.noaa.gov/tao/index.shtml>

² Autonomous Temperature Line Acquisition System

2.3 Modèle numérique

caractéristiques	sorties d'un modèle numérique physique
avantages	<ul style="list-style-type: none"> - champs grillés dans le temps et dans l'espace (3D) - possibilité d'avoir des champs numériques de l'ensemble des paramètres étudiés (à part paramètres biologiques ici) - possibilité d'étude de processus : on peut trouver les causes numériques exactes d'un phénomène capturé par le modèle - possibilité de jouer sur différents paramètres pour voir leur influence - possibilité de choisir la résolution temporelle et spatiale
inconvénients	<ul style="list-style-type: none"> - ce ne sont pas des données ! validation parfois difficile → réalité des champs obtenus ? - limitation par la puissance de calcul et par le temps nécessaire pour obtenir un run et le valider - limitation par les forçages en surface et aux frontières, eux-mêmes issus de modèles grande échelle et de réanalyses entachés de biais et d'erreurs - importance de la résolution et de la paramétrisation → risque d'obtention artificielle de certains résultats

Tableau 2.6 – Avantages et inconvénients des sorties de modèle

2.3-1 ROMS : un modèle régional à haute résolution

2.3-1.a Présentation générale

Au cours de cette thèse, une configuration du modèle régional ROMS¹ a été utilisée dans le cadre de l'étude du bloom des Kiribati (chapitre 5). L'intérêt principal d'un tel modèle est qu'il permet de représenter, avec une très bonne résolution, les phénomènes observés dans les différents jeux de données et d'aider à en comprendre les mécanismes. Il s'agit d'un modèle purement physique, nous n'avons pas utilisé le module biologique disponible. L'utilisation de différents outils tels que traceurs passifs ou flotteurs lagrangiens nous a néanmoins permis d'estimer le comportement de masses d'eau spécifiques, et notamment des masses d'eau riches en nutriments.

Le modèle ROMS est un modèle océanique régional, à schéma temporel explicite ("split-explicit"), à surface libre, et à coordonnées verticales σ (*Shchepetkin et McWilliams, 2005*). Les conditions aux frontières ouvertes sont prescrites à partir d'observations ou d'un modèle

¹ Regional Ocean Modeling System

2.3 Modèle numérique

à plus grande échelle. Le principal intérêt de ROMS, par rapport aux configurations globales utilisées aux frontières, est naturellement la possibilité de raffiner la résolution : la configuration utilisée ici est ainsi au $1/6^\circ$ alors que le modèle global est à 2° . De plus, ROMS possède un outil de nesting qui permet d’imbriquer des grilles de résolution croissante, mais nous n’avons utilisé cet outil qu’à titre expérimental, la résolution à $1/6^\circ$ s’étant avérée suffisante. Plusieurs études présentent des utilisations de ROMS dans diverses configurations régionales, principalement dans le système du Courant de Californie (par exemple, [Marchesiello et al. \(2003\)](#)) ou du Courant des Aiguilles et de l’upwelling du Benguela (par exemple, [Blanke et al. \(2002\)](#)). Ces études montrent que le modèle reproduit bien les caractéristiques grande échelle de circulation, et obtient de très bons résultats en ce qui concerne la circulation méso-échelle grâce à l’augmentation de la résolution spatiale.

2.3-1.b Coordonnées verticales et fonctionnement de la grille

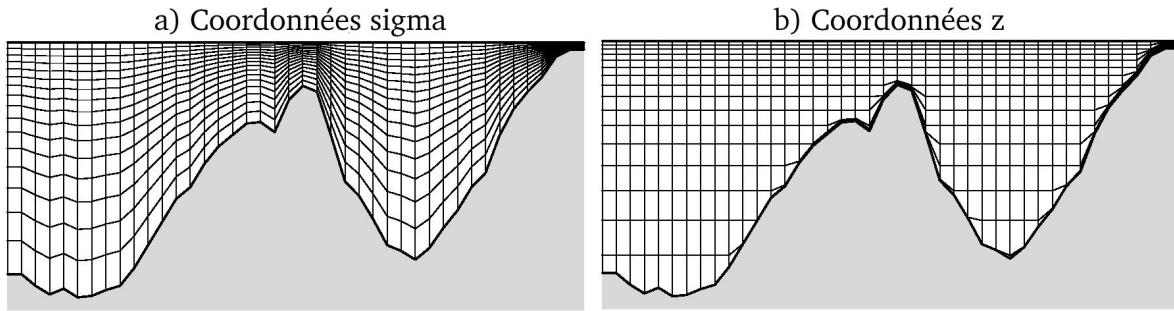


Figure 2.9 – Exemple de systèmes de coordonnées verticales : (a) coordonnées σ avec $\theta_s = 3$ et $\theta_b = 0.01$; (b) coordonnées z . D’après [Shchepetkin et McWilliams \(2005\)](#), Fig. 1 a et d.

L’autre caractéristique de ROMS est l’utilisation de coordonnées verticales de type σ généralisée. Ce type de coordonnées suit la topographie du fond, de telle sorte que l’épaisseur des niveaux verticaux se contracte ou se dilate en fonction de la profondeur de l’océan à cet endroit-là : chaque niveau représente toujours la même fraction de la hauteur d’eau totale ([Figure 2.9](#)). Il existe une transformation $z = z(x, y, \sigma)$ où σ est la distance verticale depuis la surface, mesurée comme une fraction de la colonne d’eau : $-1 \leq \sigma \leq 0$. Le passage des coordonnées σ vers les coordonnées z s’écrit alors :

$$z(x, y, \sigma) = S(\sigma).h(x, y)$$

où $h(x, y)$ est la profondeur de l’océan au point de grille correspondant, et $S(\sigma)$ une fonction de stretching non-linéaire qui permet de resserrer les niveaux en surface et/ou au fond, à l’aide de 2 paramètres, θ_s (surface) et θ_b (fond). En particulier, $S(\sigma) = 0$ correspond à la surface libre ie. $z = \zeta$; et $S(\sigma) = -1$ correspond au fond océanique.

L’utilisation des coordonnées σ permet de représenter l’interface terre/mer (couche de mélange au fond) de manière beaucoup plus réaliste, puisque les niveaux suivent la topogra-

phie du fond (voir la figure 2.9 pour la comparaison des coordonnées z et σ). Le problème principal est l'apparition d'erreurs de gradients de pression en cas de pente trop forte, pouvant conduire à des instabilités (Marchesiello et al., 2003). Pour éviter ce problème, la topographie est lissée à l'aide d'un filtre de Shapiro, ce qui conduit cependant à une moins bonne représentation de la bathymétrie en cas de pentes abruptes.

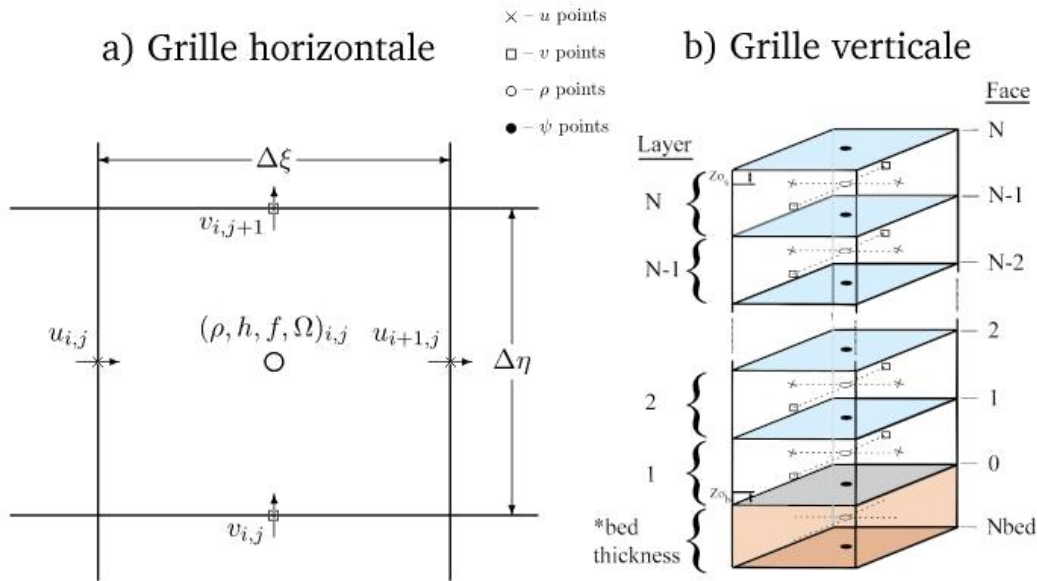


Figure 2.10 – Positionnement des différentes variables sur les grilles horizontale (a) et verticale (b) : traceurs ρ , vitesses zonales u , vitesses méridiennes v , vitesses verticales ψ . D’après le manuel de ROMS en ligne¹.

Les grilles utilisées en traceurs, vitesses zonales, méridiennes et verticales sont décalées. La figure 2.10 présente le positionnement des variables sur la grille horizontale de type C d’Arakawa (a) et sur la grille verticale (b). De façon générale, si l’on considère la grille en 3 dimensions comme un ensemble de “cubes”, les traceurs sont positionnés au milieu, et les vitesses zonales, méridiennes et verticales sont décalées sur les faces correspondantes (Figure 2.10b).

ROMS a la capacité de travailler avec des zones de terre y compris à l’intérieur du domaine, en utilisant un masque (Figure 2.11). De façon simplifiée, le modèle effectue ses calculs à chaque pas de temps en ignorant le masque. A la fin de chaque pas de temps, l’ensemble des traceurs (température, salinité, traceurs passifs) et l’élévation de surface sont mis à zéro sous le masque (points de type ρ tels que le point H dans l’exemple de la figure 2.11). En ce qui concerne les vitesses, le principe est le même quoi que légèrement plus compliqué pour certains points (voir le site http://marine.rutgers.edu/po/documentation/docs.php?doc=romsman&page=technique&a=masking_land_areas pour plus de précisions à ce sujet).

¹ <http://marine.rutgers.edu/po/documentation/docs.php>

2.3 Modèle numérique

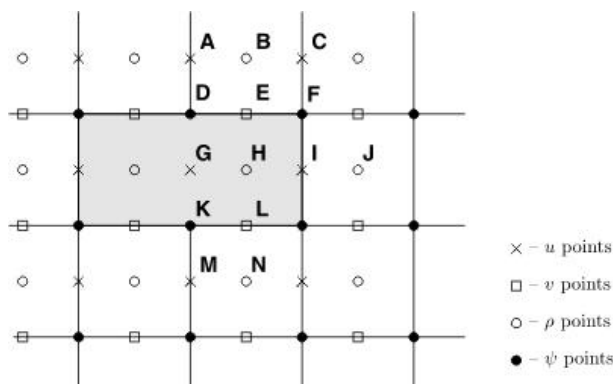


Figure 2.11 – Principe de fonctionnement du masque (points de côte) : la zone masquée est indiquée en gris, toutes les variables sous le masque et aux frontières sont masquées (voir le texte pour plus de détails). D’après le manuel de ROMS en ligne.

2.3-1.c Détails de la physique du modèle

ROMS a été développé parallèlement par les laboratoires de Rutgers et UCLA¹. La version que nous utilisons est dérivée de celle de UCLA, mais développée au sein de l’IRD à Brest : version Roms_Agrif (http://www.brest.ird.fr/Roms_tools/) qui utilise la procédure de raffinement Agrif développée au LMC-IMAG². Ainsi Roms_Agrif est le fruit d’une collaboration entre l’IRD (P. Marchesiello, P. Penven), l’INRIA³ (LMC-IMAG, Laurent Debreu), et UCLA (Coastal Center of the Institute of the Environment, J.C. McWilliams, A. Shchepetkin, X. Capet, M. Blaas, H. Frenzel).

La physique du modèle ROMS utilisé dans cette thèse (Roms_Agrif) est détaillée dans le [tableau 2.7](#) page suivante.

En ce qui concerne les forçages en surface, ROMS offre également la possibilité d’utiliser des rappels vers des conditions de surface au lieu de calculer les flux par formules bulk. Nous avons ainsi testé une configuration Kiribati⁴ utilisant pour forçage en surface un rappel vers les sorties du run ORCA2. Cependant, les champs de SST en particulier présentent un biais chaud dans les sorties ORCA2 qui était reproduit dans les sorties ROMS. Il nous a donc paru plus judicieux de partir des réanalyses NCEP, et de laisser le modèle tourner avec calcul des flux par formules bulk, sans contrainte de rappel vers une valeur biaisée.

¹ University of California, Los Angeles ² Laboratoire de Modélisation et Calcul - Institut d’Informatique et Mathématiques Appliquées de Grenoble ³ Institut National de Recherche en Informatique et en Automatique
⁴ voir section 5.2 page 165

général	<ul style="list-style-type: none"> - équations primitives de Navier-Stokes avec l'approximation de Boussinesq¹ incompressible et hydrostatique² - schéma numérique aux différences finies - schéma d'advection, diffusif mais non dispersif, d'ordre 3 "upstream-biased" pour les traceurs et vitesses (mélange horizontal implicite)
discrétisation temporelle	<ul style="list-style-type: none"> - séparation explicite des modes barotropes et baroclines (type "split-explicit") - utilisation de pas de temps courts pour le calcul de l'élévation de surface et des vitesses barotropes (2D), et d'un pas de temps plus long pour les calculs de traceurs et de vitesses baroclines (3D)
paramétrisation horizontale	<ul style="list-style-type: none"> - grille orthogonale et curviligne sur la sphère (C-Arakawa) - application d'un masque sur les zones de terre (voir § précédent)
paramétrisation verticale	<ul style="list-style-type: none"> - utilisation de coordonnées σ (voir § précédent) - surface libre - mélange vertical : schéma de fermeture non local de type KPP³ (<i>Large et al., 1994</i>), avec deux paramétrisations différentes (l'une pour l'intérieur de l'océan, l'autre pour les couches limites surface et fond) - traitement semi-implicite de la viscosité verticale et de la diffusivité (schéma de Crank-Nicholson)
forçage en surface	<ul style="list-style-type: none"> - forçage des traceurs : calcul des flux d'eau douce et de chaleur en surface (latente et sensible) par formules bulk, à partir de la température et du taux d'humidité de l'air, des radiations à courtes et longues longueurs d'ondes, des précipitations et de la vitesse du vent - forçage des moments : utilisation de la tension de vent
conditions aux frontières ouvertes	<p>utilisation d'une couche éponge avec condition de radiation oblique (<i>Marchesiello et al., 2001</i>) : estimation des vitesses de phase horizontales au voisinage des frontières, puis séparation des cas entrant/sortant :</p> <p>→ si l'information se dirige vers l'intérieur du domaine, elle est rapidement propagée dans la couche éponge (temps de relaxation vers les valeurs externes τ_{in} faible)</p> <p>→ si l'information se dirige vers l'extérieur du domaine, elle est évacuée avec un temps de relaxation vers les valeurs externes (τ_{out}) plus élevé</p>

Tableau 2.7 – Détails de la physique du modèle ROMS

¹ Variations de densité négligées sauf dans le calcul de la force de gravitation ² La pression en un point dépend uniquement de l'épaisseur de la colonne d'eau qui se trouve au-dessus ³ K Profile Parametrization. Le profil de mélange vertical est estimé à partir d'un profil-type, par ajustement des coefficients.

2.3 Modèle numérique

2.3-2 Principaux paramètres de la configuration utilisée

La configuration régionale du modèle ROMS utilisée au cours de cette thèse (Tableau 2.8) est la **configuration Kiribati** : étude de l'influence des îles Kiribati sur un bloom phytoplanctonique observé vers 170°E, 0°, début 1998 (voir chapitre 5 page 151).

présentation générale	période	1996-1998
	domaine spatial	160°E-182°E 6°S-11°N
grille	bathymétrie	GTOPO30
	résolution horizontale	1/6°
	résolution verticale	30 niveaux
forçages en surface	tension de vents	ERS-TAO
	calcul de flux	réanalyses NCEP
conditions aux frontières ouvertes		ORCA2

Tableau 2.8 – Présentation générale de la configuration Kiribati

Cette configuration est détaillée dans la section 5.2-1 page 165, et les paramètres utilisés sont présentés dans l'annexe A page 239. Dans cette section, nous présentons plus précisément les champs “externes” utilisés : produit de topographie du fond (bathymétrie) qui permet de construire la grille, produits de données et réanalyses atmosphériques utilisés pour les forçages de surface, modèle grande échelle utilisé pour les forçages aux frontières.

2.3-2.a Grille

Le produit de bathymétrie utilisé pour la configuration Kiribati est GTOPO30¹ (*Lindquist et al., 2004*). Il s'agit d'un produit qui combine une topographie d'une résolution de 30 secondes d'arc (<http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>) avec la bathymétrie ETOPO2, elle-même originaire de la version 8.2 du produit de *Smith et Sandwell (1997)*. Cette dernière est dérivée d'observations d'altimétrie satellite, combinées avec des mesures *in situ* d'échos sonar. Elle possède une résolution de 2 minutes en horizontal, 1 m en vertical, et est disponible en ligne sur <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>.

GTOPO30 utilise donc pour la partie marine une interpolation de ETOPO2 à 30". L'intérêt de ce produit par rapport au seul ETOPO2 est une meilleure représentation à l'interface mer/terre. Ce produit est accessible en ligne sur <http://www.gina.alaska.edu/page.xml?group=data&page=griddata>.

¹ Global 30 Arc-Second Elevation Dataset

Les paramètres de construction de la grille (résolution horizontale, nombre de niveaux verticaux, θ_s , θ_b , h_c) sont détaillés en annexe A page 239. La figure 2.12 présente, pour quelques profondeurs type, la disposition des niveaux σ correspondante.

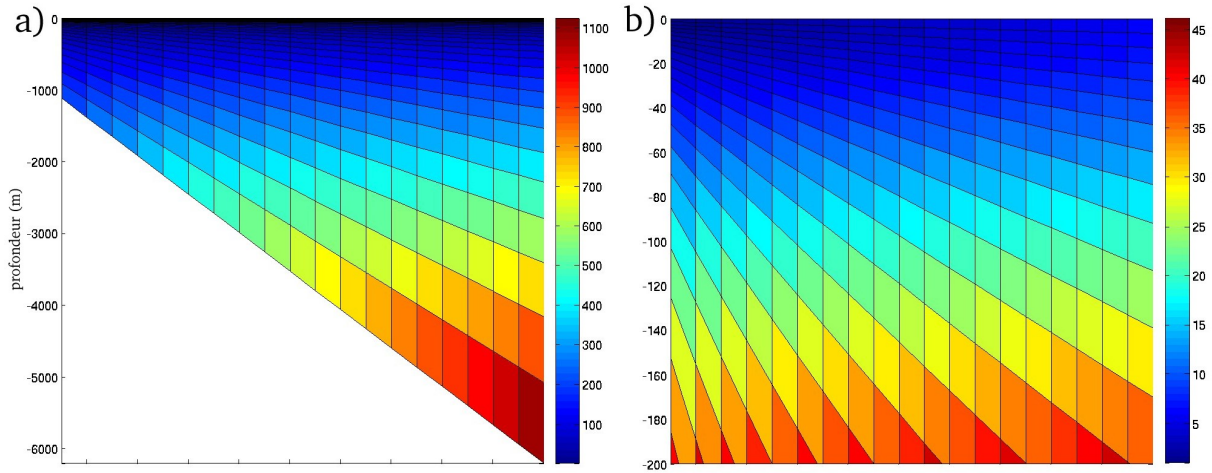


Figure 2.12 – Profondeur des niveaux σ pour différentes profondeurs de l’océan, sur toute la colonne d’eau (a) et zoomé sur les 200 premiers mètres (b). Les couleurs représentent l’épaisseur des niveaux (m).

2.3-2.b Forçages en surface : les réanalyses NCEP et les produits de vent

Vents	variables	tension de vent zonale et méridienne
	pas de temps	1 jour
	produit	ERS-TAO (résolution initiale 1°)
Réanalyses NCEP	variables	température de l’air, humidité relative, précipitations, vitesse du vent à 10 m, radiations LW sortant, radiations SW (résolution initiale 2.5°)
	pas de temps	6 heures

Tableau 2.9 – Tableau récapitulatif des forçages de surface

Les vents utilisés pour forcer le modèle sont issus d’un produit ERS-TAO (se reporter à *Menkes et al. (1998)* pour plus de détails). Il s’agit également du produit de tension de vent utilisé pour forcer la configuration ORCA2 qui sert de conditions aux frontières (*Tableau 2.9*).

Les flux de chaleur sont obtenus par formules bulk à partir de la réanalyse 1 de NCEP/NCAR¹ (*Kalnay et al., 1996*), disponible en ligne sur <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>. Ce projet utilise un système d’analyse/prédiction assimilant les données disponibles depuis 1948 jusqu’à aujourd’hui. Les champs de données utilisés ont une résolution spatiale de 2.5° et une résolution temporelle de 6 heures, et incluent la

¹ National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research

2.3 Modèle numérique

température et l'humidité relative de l'air, les précipitations, les radiations LW¹ et SW² ainsi que les vitesses zonales et méridiennes du vent à 10 m.

L'ensemble de ces forçages est interpolé sur la grille ROMS utilisée.

2.3-2.c Forçages aux frontières : le modèle OPA et les sorties ORCA

Le modèle OPA³ (*Madec et al. (1998)*, <http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/>) est un OGCM⁴ développé au LODYC⁵ (maintenant LOCEAN⁶), à Paris. Nous avons utilisé un run ORCA, configuration d'OPA version 8.2 en océan global, dans sa version ORCA2.

La résolution verticale est de 31 niveaux (coordonnées z), dont 10 niveaux dans les 100 premiers mètres (résolution de 10 m en surface, 500 m au fond). Il existe une surface libre. Nous avons utilisé des sorties moyennées à 5 jours, de température potentielle, salinité, vitesses zonale et méridienne, barocline et barotrope, hauteur de la mer, surface libre (Tableau 2.10).

run ORCA	variables	température potentielle, salinité, vitesses zonale et méridienne, barocline et barotrope, hauteur de la mer, surface libre
	pas de temps	5 jours
	produit	ORCA2 (résolution initiale 2°)

Tableau 2.10 – Tableau récapitulatif des forçages aux frontières ouvertes

La configuration Kiribati⁷ a été forcée aux frontières par un run ORCA2 de 1995 à 1998, présenté en détail dans *Cravatte et al. (2006)*. La résolution est de 2° en longitude, variable en latitude (augmentation de la résolution vers l'équateur, de l'ordre de 1.5° à 10°N et 10°S, jusqu'à 0.5° à l'équateur). Cette configuration ORCA2 est forcée en surface par les vents ERS-TAO (*Menkes et al., 1998*), les réanalyses journalières NCEP (*Kalnay et al., 1996*) et les précipitations CMAP⁸.

¹ Long Wave ² Short Wave ³ Ocean Parallel Model ⁴ Ocean General Circulation Model
⁵ Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie ⁶ Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques ⁷ voir section 5.2-1 page 165 ⁸ CPC (Climate Prediction Center) Merged Analysis of Precipitation

2.4 Objectifs et méthodologie

Les différents champs à notre disposition, en provenance tant de données mesurées depuis l'espace ou *in situ* que d'un modèle numérique, ont été présentés dans les sections précédentes. Comme dit en introduction de ce chapitre, ces différents types de champs sont complémentaires, et plus ou moins bien adaptés suivant le genre d'étude réalisée. Ainsi, les données de type satellite se prêtent bien à des études grande échelle et à des analyses statistiques, tandis que les données *in situ* seront plus utiles dans le cas d'études régionales ou pour valider un modèle en 3D, alors que les configurations du modèle ROMS sont particulièrement bien adaptées dans l'étude d'un phénomène précis.

2.4-1 Objectifs

L'objectif de cette thèse est d'étudier le contrôle de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest. Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre 1¹, deux types de contrôle peuvent s'exercer sur le phytoplancton :

- **contrôle en amont** : présence des conditions nécessaires à la croissance, à savoir lumière, CO₂ et nutriments (nitrate et fer essentiellement)
- **contrôle en aval** : broutage par le zooplancton.

Comme nous l'avons déjà signalé², peu de données de zooplancton sont disponibles dans la région. Nous n'allons donc pas tenter d'estimer le contrôle du phytoplancton par le broutage (contrôle aval).

En conséquence, cette thèse se focalise sur le contrôle de la biomasse phytoplanctonique en amont, et essentiellement sur la présence de nutriments puisque la lumière et le CO₂ sont toujours présents dans la zone euphotique. Tel qu'expliqué dans le chapitre 1, les nutriments limitants dans le Pacifique tropical sont essentiellement le nitrate et le fer, et sont surtout présents dans des réservoirs en profondeur. Dans une région donnée, leur arrivée en surface peut s'effectuer soit par des processus verticaux locaux de type upwelling ou mélange vertical, soit par apport en surface depuis une zone elle-même riche en nutriments (advection horizontale).

L'objectif principal de cette thèse est donc de répondre à la question suivante :

Quel est le contrôle exercé par la dynamique physique de l'océan sur la biomasse phytoplanctonique, via le contrôle exercé sur les champs de nitrate et de fer ?

¹ section 1.1-1 page 24 ² voir la section 1.1-3 page 28

2.4-2 Méthodologie

Les outils à notre disposition pour atteindre cet objectif sont les différents produits présentés dans ce chapitre. Le problème principal est le manque de données de nutriments ou de concentration en phytoplancton (les données à notre disposition ne se sont pas avérées très utiles, par manque de coïncidence spatio-temporelle avec les phénomènes observés). Les seules données biologiques que nous utilisons sont les données SeaWiFS de concentration en chlorophylle de surface comme proxy pour les concentrations en phytoplancton, tout en gardant à l'esprit qu'il s'agit d'une approximation entachée d'erreurs de mesure.

Une des premières observations qui vient à l'esprit lorsque l'on regarde des cartes de chlorophylle de surface, c'est que les champs de chlorophylle sont très variables dans l'espace et dans le temps. Même si le Pacifique tropical ouest est essentiellement de type oligotrophe (l'écosystème dominant spatialement est celui de la *warm pool*), des ruptures d'oligotrophie sont visibles à des échelles de temps très diverses, et la position même des écosystèmes de la *warm pool* et de la *cold tongue* est extrêmement variable. Pour aborder un sujet aussi vaste que celui du contrôle global de la biologie par la physique, nous avons préféré étudier séparément ces différentes modes de variabilité, en cherchant à analyser l'impact de la dynamique sur les concentrations en chlorophylle. Comme dit en conclusion du chapitre 1, les deux questions auxquelles nous nous efforcerons de répondre sont donc : quels sont, plus précisément, les modes de variabilité de la concentration en chlorophylle ? et quels sont les mécanismes responsables des variations observées ?

La méthodologie utilisée dans cette thèse est alors :

⇒ **Première étape** : analyse des principaux modes de variabilité de la chlorophylle de surface dans le Pacifique tropical ouest, à l'aide d'études statistiques (**chapitre 3 page 101**)

⇒ **Deuxième étape** : pour chacun de ces modes de variabilité, étude des correspondances entre les champs de données physique et biologique, afin d'estimer le contrôle exercé par la dynamique de l'océan sur la biomasse phytoplanctonique. Différentes méthodes sont employées :

- étude globale par les données satellite du mode saisonnier sur l'ensemble de la zone d'étude (**étude du cycle saisonnier, chapitre 4 page 125**),
- étude détaillée de la principale manifestation du mode interannuel au cours de la période étudiée, à un endroit et un moment précis, grâce à une combinaison de l'ensemble des produits à notre disposition (**étude du bloom des Kiribati, chapitre 5 page 151**),
- étude et comparaison d'une série de phénomènes caractéristiques du mode intra-saisonnier, à l'aide de données satellite et *in situ* (**étude des coups de vent d'ouest, chapitre 6 page 207**)

Deuxième partie

Contrôle de la biologie par la physique à différentes échelles de temps

Chapitre 3

Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface

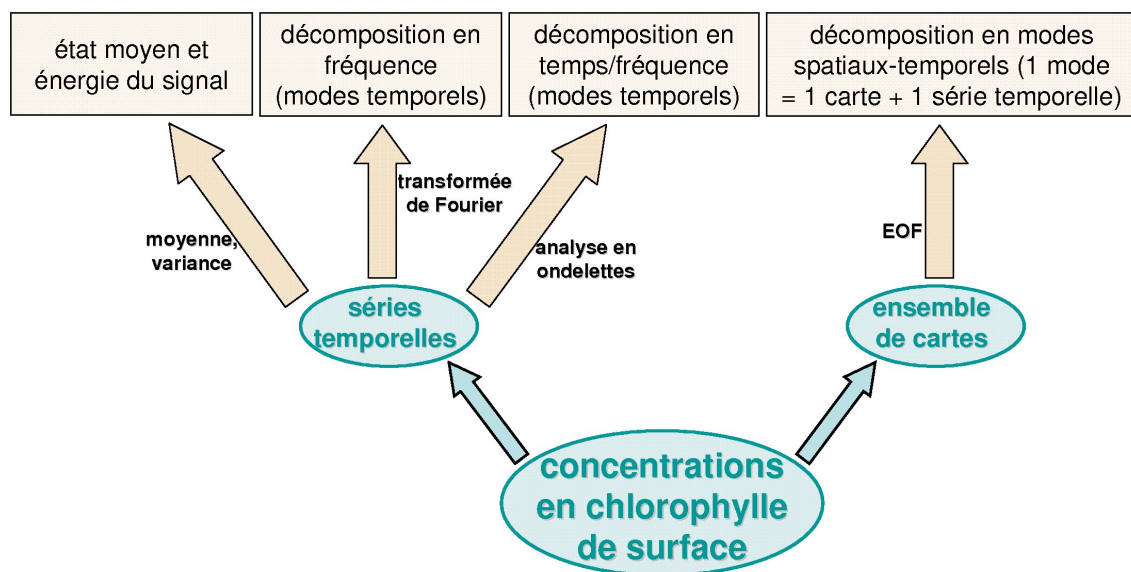


Figure 3.1 – Présentation des différents outils statistiques utilisés dans ce chapitre.

Sommaire

Introduction	103
3.1 Outils statistiques	104
3.1-1 Données utilisées et traitements appliqués	104
3.1-2 La transformée de Fourier	104
3.1-3 La transformée en ondelettes	106
3.1-4 Les EOF	107
3.2 Résultats	109
3.2-1 Analyse globale du signal couleur de l'eau	109
3.2-2 Importance relative des différentes échelles de variabilité	113
3.2-3 Deux modes dominants : le saisonnier et l'interannuel	118
Conclusion	123

Introduction

Ce premier chapitre de résultats nous permet d’approcher de façon globale, à l’aide de différents outils statistiques, la variabilité du signal “couleur de l’eau” dans le Pacifique tropical ouest. La notion-clé de ce chapitre est celle de **variance**, représentative de l’énergie présente dans le signal étudié. Toutes les méthodes statistiques utilisées ont en commun la faculté de déterminer dans quels modes spatiaux-temporels se concentre la variance du signal. Ce chapitre peut donc être perçu comme une analyse de la variance des séries temporelles SeaWiFS, dans le Pacifique tropical ouest.

L’objectif de cette étude est de dégager les principaux modes de variabilité de ce signal, ainsi que les zones spatiales et temporelles où ils sont le plus actifs. Cela nous permet de cibler la suite de cette thèse sur certaines régions / échelles de variabilité données, afin d’essayer de comprendre comment les interactions physique-biologie peuvent expliquer la variabilité observée.

Pour la suite, nous définissons quatre échelles de variabilité principales :

- **variabilité à petite échelle** : périodes comprises entre 16 et 30 jours
- **variabilité intrasaisonnière** : périodes comprises entre 30 et 150 jours
- **variabilité saisonnière** : périodes comprises entre 150 et 450 jours
- **variabilité interannuelle** : périodes supérieures à 450 jours.

3.1 Outils statistiques

Nous présentons ici les différents outils statistiques utilisés dans ce chapitre, qui nous permettent de décrire et caractériser le signal couleur de l'eau dans le Pacifique tropical ouest. Ces outils sont également utilisés dans les chapitres suivants : nous utilisons par exemple la transformée de Fourier dans le chapitre 4 (reconstruction du cycle saisonnier), et les EOF¹ dans le chapitre 6 (mise en évidence des WWB).

3.1-1 Données utilisées et traitements appliqués

Les calculs présentés dans ce chapitre ont été effectués à partir du produit SeaWiFS dégradé à 1° présenté dans la section 2.1-1 page 75, ce qui permet de réduire considérablement le pourcentage de données manquantes, et d'éviter la variabilité à très petite échelle que nous n'avons pas les moyens d'analyser. De plus, l'étude de *Ballabrera-Poy et al. (2003)* semble indiquer qu'augmenter la résolution de 1° à 0.5° n'augmente pas significativement le ratio signal-sur-bruit dans le Pacifique tropical.

Nous utilisons les données à 8 jours, sur la zone 120°E-160°W, 20°S-20°N, sur la période du 22 septembre 1997 au 26 décembre 2004. Nous n'utilisons pas les deux premières cartes SeaWiFS disponibles (centrées sur les 10 et 18 septembre 1997) à cause du pourcentage beaucoup trop élevé de données manquantes (61% et 16%).

Les outils employés sont la transformée de Fourier / transformée de Fourier inverse, les analyses en ondelettes, et les EOF. Toutes ces méthodes nécessitent que les données ne présentent aucun trou. Nous avons calculé le pourcentage de données manquantes en chaque point, et construit un masque contenant les continents et les pixels où ce pourcentage excède 10%. Chaque carte a été interpolée par la méthode itérative présentée dans la section 2.1-1 page 75, jusqu'à remplissage de tous les trous, puis le masque a été appliqué afin de traiter comme continents les zones où le pourcentage de nuages est trop élevé. À noter qu'une carte est totalement manquante (26 février au 4 mars 2004), et a été reconstruite par interpolation linéaire temporelle. L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre est obtenu à partir de ces données interpolées.

3.1-2 La transformée de Fourier

La transformée de Fourier est un outil mathématique permettant d'analyser les fréquences contenues dans un signal. Dans notre cas, le signal que nous cherchons à analyser est un ensemble de séries temporelles discrètes de type $\{x_n\}_{n=0}^{N-1}$ (ici, séries temporelles de SeaWiFS).

¹ Empirical Orthogonal Functions

3.1 Outils statistiques

A chaque série temporelle est associée sa transformée de Fourier $\{X_k\}_{k=0}^{N-1}$, calculée ici par une FFT¹, et définie par :

$$X_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot e^{-2\pi i n k / N}$$

Chaque coefficient de Fourier X_k correspond à une fréquence donnée, et le signal peut alors s'écrire comme la somme des harmoniques de chaque fréquence ; c'est la transformée de Fourier inverse² :

$$x_n = \sum_{k=0}^{N-1} X_k \cdot e^{2\pi i k n / N}$$

L'intérêt de la transformée de Fourier est double. Elle permet non seulement d'analyser les fréquences dominantes d'un signal (spectre de puissance : $|X_k|^2$) mais également, en n'appliquant la transformée de Fourier inverse que sur certains coefficients, de reconstruire la part du signal correspondant à une gamme de fréquences donnée.

Une autre utilisation de la FFT est le calcul de la variance associée à une bande de fréquences donnée. En effet, le théorème de Parseval indique que la variance d'une série à laquelle on a retiré la tendance ($\sigma^2(\text{série-tendance})$) est égale à la somme des carrés des coefficients de Fourier correspondants³ :

$$\sigma^2(\text{série-tendance}) = \sum_{k=1}^{N-1} |X_k|^2$$

Cela permet de définir la variance associée à la gamme de fréquences $subN$ de deux manières différentes :

$$\sigma^2(subN) = \sigma^2(\text{série reconstruite}) = \sum_{k \in subN} |X_k|^2$$

La variance expliquée est alors définie comme le ratio de $\sigma^2(subN)$ sur la variance totale $\sigma^2(\text{série})$. Il faut garder à l'esprit que la tendance n'est pas prise en compte dans la FFT, ce qui explique que le pourcentage de variance expliquée obtenu en conservant tous les coefficients n'est pas égal à 100%.

¹ Fast Fourier Transform, algorithme de calcul d'une transformée de Fourier discrète ² A noter que suivant les conventions, la transformée de Fourier s'écrit parfois $X_k = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot e^{-2\pi i n k / N}$ et la transformée de Fourier inverse $x_n = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X_k \cdot e^{2\pi i k n / N}$, ce qui modifie également le théorème de Parseval. ³ On ne tient pas compte du coefficient $k = 0$, qui correspond à la moyenne de la série et n'influence donc pas sa variance.

3.1-3 La transformée en ondelettes

Les ondelettes sont utilisées pour localiser un signal à la fois dans l'espace physique et dans l'espace des fréquences. Il s'agit d'une extension de la FFT, qui permet également de dégager les modes de variabilité dominants d'un signal, mais en plus de déterminer comment ces modes varient au cours du temps (localisation du signal dans l'espace temps/fréquence).

Du point de vue pratique, nous avons utilisé une méthode d'analyse en ondelettes continues à une dimension (*Torrence et Compo, 1998*). Cette méthode utilise une "ondelette mère", ψ_0 , qui peut être de plusieurs types. Nous avons utilisé l'ondelette de Morlet, constituée d'une onde plane modulée par une gaussienne, qui s'écrit

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}$$

où $\omega_0 = 6$ (dans notre cas) est une fréquence adimensionnelle.

A partir de cette ondelette mère, la transformée en ondelettes d'une série discrète $\{x_n\}_{n=0}^{N-1}$ s'écrit comme la convolution de $\{x_n\}$ avec des ondelettes filles, qui sont des versions dilatées/contractées et translatées de $\psi_0(\eta)$:

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} x_k \psi^* \left[\frac{(k-n)\delta t}{s} \right]$$

où * indique le complexe conjugué et ψ est la fonction ψ_0 normalisée pour chaque échelle temporelle, de telle sorte que pour chaque échelle s , on ait

$$\sum_{k=0}^{N-1} |\hat{\psi}(s\omega_f)|^2 = N$$

($\hat{\psi}(s\omega)$ est la transformée de Fourier de $\psi(t/s)$). Cette normalisation permet de comparer les transformées en ondelettes aux différentes échelles de temps.

Les échelles sont de la forme $s_j = s_0 2^{j\delta j}$, $j = 0, J$ où $s_0 = 2\delta t$ est la plus petite échelle résolue¹. Dans le cas de l'ondelette de Morlet, la relation entre une échelle s et la période de Fourier correspondante λ s'écrit $\lambda = 1.033s$.

A partir de cette transformation en ondelettes, on peut définir le spectre de puissance par $|W_n(s)|^2$, qui donne donc la puissance associée à chaque fréquence et à chaque pas de temps, tout comme le spectre de puissance de la transformée de Fourier donne la puissance associée à chaque fréquence. Associée à la transformée en ondelettes, le calcul du cône d'influence (COI²) permet de déterminer la région temps/fréquence où les effets de bord sont négligeables.

¹ δj est un paramètre fixant l'espacement des échelles, choisi égal à 0.125, et $J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t/s_0)$ est la plus grande échelle résolue ² Cone Of Influence

3.1 Outils statistiques

Comme avec la transformée de Fourier, le signal peut être reconstruit, totalement ou en partie (extraction d’une bande de fréquences) à partir des coefficients d’ondelettes :

$$x_n = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=0}^J \frac{\Re\{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}}$$

où C_δ est le facteur de reconstruction ($C_\delta = 0.776$ dans notre cas).

Il existe un équivalent du théorème de Parseval :

$$\sigma^2 = \frac{\delta j \delta t}{C_\delta N} \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{j=0}^J \frac{|W_n(s_j)|^2}{s_j}$$

qui permet de calculer la variance associée à chaque fréquence et localisation temporelle. Il est également possible de moyenner le spectre de puissance soit dans l’espace temporel (moyenne simple), soit dans l’espace des fréquences, par la formule suivante :

$$\overline{W_n}^2 = \frac{\delta j \delta t}{C_\delta} \sum_{j \in \text{sub}J} \frac{|W_n(s_j)|^2}{s_j}$$

où $\text{sub}J$ est l’ensemble des échelles que l’on souhaite conserver.

Pour plus de détails sur les transformées en ondelettes de façon générale, se reporter à *Torrence et Compo (1998)*. Nous remercions ces auteurs pour le programme IDL utilisé dans cette thèse, qui provient du site <http://atoc.colorado.edu/research/wavelets/>.

3.1-4 Les EOF

Contrairement aux FFT et transformées en ondelettes qui sont relativement semblables dans leur concept, les fonctions empiriques orthogonales (EOF¹) sont un mode d’analyse statistique totalement différent. Ici, pas de décomposition du signal en somme de signaux de fréquences différentes. L’analyse n’est plus uniquement temporelle (décomposition d’une série) mais spatio-temporelle. Le principe consiste à décomposer un signal à deux dimensions (matrice 2D espace-temps) par une analyse en composantes principales (PCA²), qui extrait les signaux cohérents spatialement, et y associent une série temporelle. De façon simplifiée, les EOF peuvent être vues comme un ensemble de vecteurs propres, dont les modes correspondants sont des schémas temporels cohérents qui maximisent la variance du signal.

Cette méthode est élargie aux champs en 3 dimensions du type $d(x, y, t)$. Les EOF consistent à décomposer ce signal spatio-temporel comme la somme de modes centrés sur la moyenne temporelle de chaque point :

¹ Empirical Orthogonal Functions ² Principal Component Analysis

$$d(x, y, t) = \bar{d}(x, y) + \sum_{j=1}^n m_j(x, y) e_j(t)$$

où $\bar{d}(x, y)$ est la moyenne temporelle de d au point (x, y) .

Ainsi le j^e mode est représenté par sa composante temporelle $e_j(t)$ et sa composante spatiale $m_j(x, y)$. Sa contribution au signal total est donnée par le pourcentage de variance expliquée. Nous obtenons donc une série de modes rangés en fonction du pourcentage de variance expliquée, chacun étant constitué d'une carte modulée par une série temporelle. La méthode utilisée est plus précisément décrite dans [Toumazou et Crétaux \(2001\)](#), et nous remercions ces auteurs pour les programmes Fortran utilisés pour le calcul des EOF. A noter que ce programme est construit de telle sorte que les séries temporelles obtenues pour chaque mode sont normalisées, ce qui signifie que leur maximum (en valeur absolue) est égal à 1.

3.2 Résultats

3.2-1 Analyse globale du signal couleur de l'eau

3.2-1.a Moyenne et variance

La [figure 3.2](#) présente la moyenne de chacune des séries temporelles dont nous disposons (produit SeaWiFS dégradé à 1° et interpolé). On voit nettement sur la [figure 3.2a](#) la position moyenne des différents écosystèmes présentés dans le chapitre 1 (voir en particulier la [figure 1.20](#) page 46) : la zone riche de la *cold tongue* à l'est, les zones très pauvres des gyres subtropicales nord et sud, et la *warm pool* avec des concentrations intermédiaires à l'ouest. Une autre zone particulièrement riche est la côte de Papouasie-Nouvelle Guinée (PNG), et la mer des Salomon.

La variabilité du signal "couleur de l'eau" pendant les années SeaWiFS ([Figure 3.2b](#)) est essentiellement concentrée entre 10°S et 10°N , plutôt au sud de l'équateur dans la partie ouest, plutôt au nord dans la partie est.

Les gyres subtropicales présentent une variabilité très faible. Des zones de variabilité relativement importante sont les alentours des îles Salomon (vers 150°E - 160°E , 10°S - 0°), la bande équatoriale et l'ITCZ (d'où cette structure particulière de la variance en forme de "fer à cheval" dans la partie est).

Enfin, deux zones de très forte variabilité sont observées : une zone équatoriale entre 160°E et 170°E , à l'ouest des îles Kiribati, et la zone de la côte de PNG. Nous reviendrons un peu plus en détail sur ces deux zones par la suite (section [3.2-2.c](#) page 115).

3.2-1.b Analyse EOF globale

Une première approche des variations temporelles et spatiales de cette variance (énergie du signal "couleur de l'eau") est donnée par une décomposition en EOF, appliquée sur nos données dégradées à 1° et interpolées (analyse sur toute la zone, toute la période). Les trois premiers modes, qui expliquent 40% de la variance totale, sont représentés par la [figure 3.3](#).

La première observation que l'on peut faire, c'est que les séries temporelles associées à chacun de ces modes présentent une forte variabilité saisonnière et interannuelle. Le [tableau 3.1](#) donne plus précisément le pourcentage de variance expliquée par les différentes échelles de variabilité, pour chacun des 3 premiers modes extraits par les EOF. Ces pourcentages de variance expliquée ont été obtenus par décomposition en série de Fourier sur les séries temporelles associées aux 3 modes, par la méthode expliquée dans le paragraphe [3.1-2](#) page 104. On peut ainsi voir que les variations intrasaisonnières et petite échelle sont très faibles par rapport aux modes saisonnier et interannuel, ce dernier (ainsi que la tendance) dominant surtout dans le mode 1 alors que le saisonnier domine dans les modes 2 et surtout 3.

3. Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface

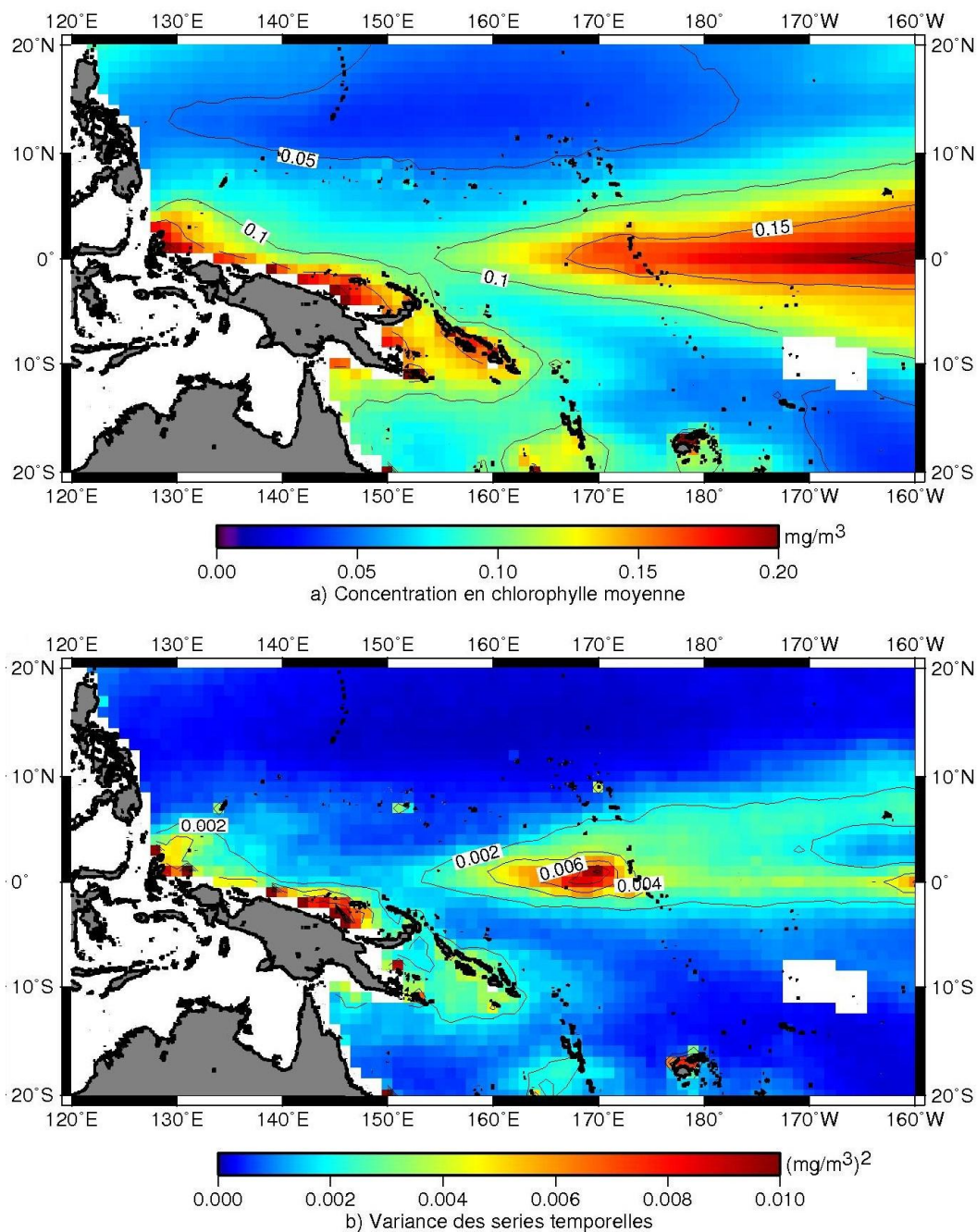


Figure 3.2 – Cartes donnant, pour les concentrations en chlorophylle SeaWiFS (produit dégradé et interpolé à 1°, période du 22 septembre 1997 au 26 décembre 2004), la moyenne (a) et la variance (b) de chaque série temporelle. Les pixels blancs correspondent aux continents, et aux séries temporelles où le nombre de données manquantes excède 10%.

3.2 Résultats

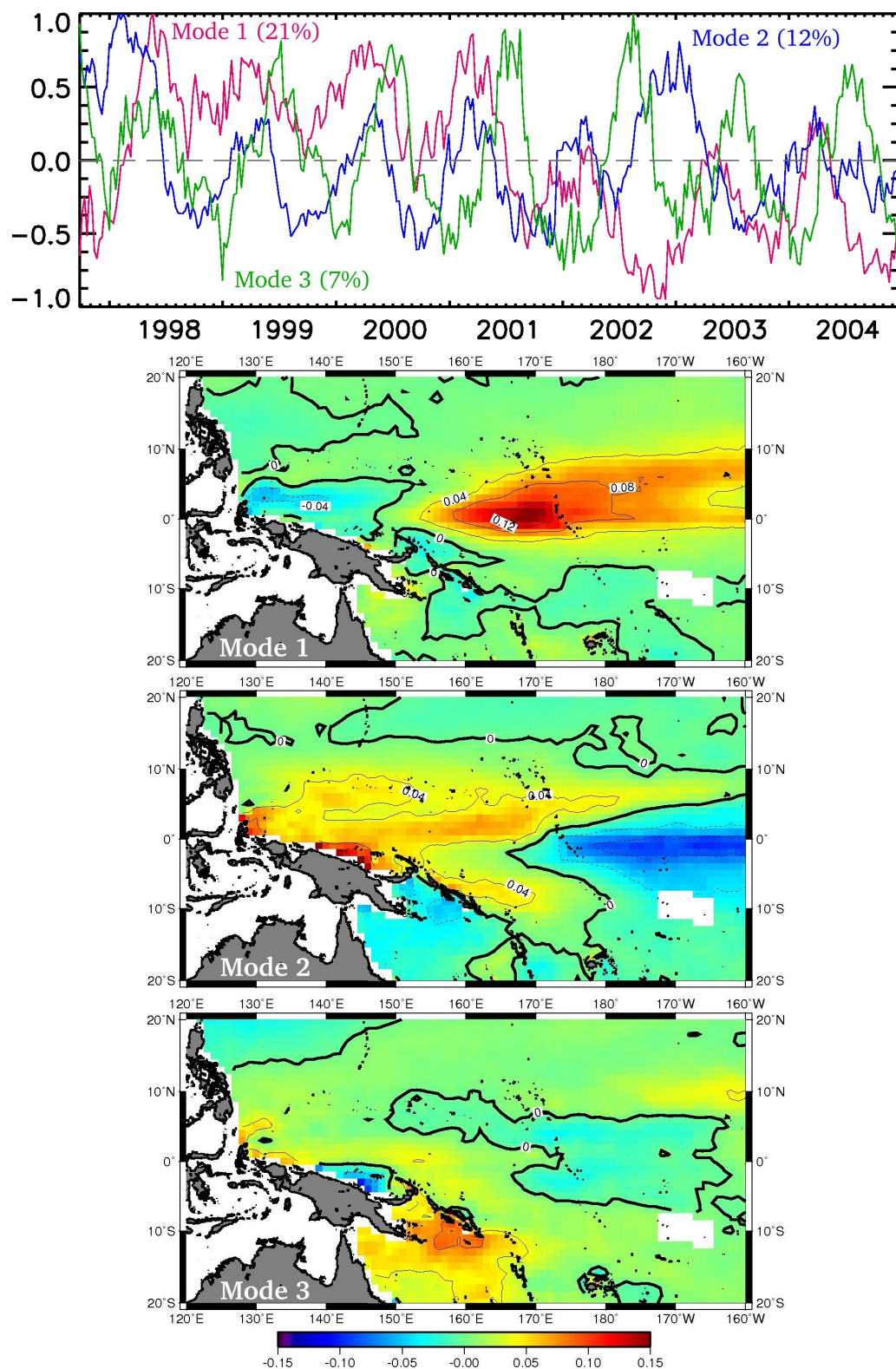


Figure 3.3 – Analyse EOF des concentrations en chlorophylle SeaWiFS (produit dégradé et interpolé à 1° , période du 22 septembre 1997 au 26 décembre 2004) : séries temporelles associées aux 3 premiers modes, et cartes spatiales correspondantes.

3. Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface

mode EOF	pourcentage de variance expliquée par le mode...				
	petite échelle	intrasaisonnier	saisonnier	interannuel	tendance
mode 1	1%	4%	28%	31%	36%
mode 2	2%	6%	48%	40%	5%
mode 3	3%	10%	78%	7%	1%

Tableau 3.1 – Échelles de variabilité des trois premiers modes EOF : pourcentages de variance expliquée par l’activité petite échelle (16-30 jours), intrasaisonnière (30-150 jours), saisonnière (150-450 jours), interannuelle (450-3000 jours) et par la tendance.

Une implication immédiate de cette “imbrication” des fréquences saisonnières et interannuelles est que celles-ci sont intimement liées pendant les années SeaWiFS, puisque les EOF ne parviennent pas à les séparer. Les variations interannuelles apparaissent ainsi davantage comme une amplification du cycle saisonnier pendant les événements El Niño / La Niña de 1997-98 et 2002-03 que comme un mode de variabilité propre, cycles saisonnier et interannuel évoluent en phase. Il en est de même dans les données physiques : El Niño a souvent lieu en fin d’année, et est donc le plus souvent en phase avec le cycle saisonnier (Xie, 1995).

Le mode 1 capte essentiellement la variance présente au niveau des Kiribati et de la *cold tongue* de façon générale (voir figure 3.2b, on retrouve dans une moindre mesure la même forme en fer à cheval). Ce mode représente essentiellement deux choses.

Tout d’abord, on remarque les événements El Niño / La Niña de 1997-98 et 2002-03, avec des concentrations faibles dans la *cold tongue* fin 1997 et fin 2003 (El Niño), riches pendant les années La Niña de 1998-2001. La série temporelle présente un pic en mai 1998, avec des concentrations fortes dans l’est, surtout au niveau des Kiribati, qui coïncide avec le bloom étudié dans le chapitre 5.

Ensuite, ce mode 1 semble suggérer l’existence de deux régimes pendant les années SeaWiFS, avec un basculement en 2001, qui explique le fort pourcentage de variance expliquée par la tendance. Ainsi pendant les années 1998 à mi 2001, la série temporelle est globalement positive, avec des concentrations élevées dans l’est de notre région ; cela correspond à des années La Niña (SOI>0, voir figure 1.16 page 41). Au contraire, les années mi-2001 à 2004 sont caractérisées par une série temporelle négative, et donc des concentrations plus faibles dans l’est ; cette période correspond à des années à tendance El Niño (SOI<0). L’évolution temporelle du mode 1 est fortement similaire à celle du SOI ; la corrélation entre la série du mode 1 et le SOI mensuel¹ est de 0.45.

Le mode 2 présente une opposition entre l’est et l’ouest de notre région. Il apparaît en phase avec le mode 1, à part pendant les événements El Niño / La Niña. On retrouve ainsi un enrichissement de la *warm pool* et un appauvrissement de la *cold tongue* pendant la phase El Niño². Ce dipole semble également soumis à une variabilité saisonnière importante.

¹ obtenu sur <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.shtml> ² voir section 1.4-1 page 60

3.2 Résultats

Le mode 3 est presque purement saisonnier. Il représente l'enrichissement de la mer des Salomon (voir chapitre 4, section 6 de l'article *Messié et Radenac (2006)* page 139) et l'upwelling de la PNG, visible aussi dans le mode 2.

3.2-2 Importance relative des différentes échelles de variabilité

3.2-2.a Répartition de la variance dans les différentes échelles de temps

L'analyse EOF ne permettant pas de séparer les différentes échelles de variabilité, nous utilisons une transformée de Fourier pour estimer plus précisément comment se répartit la variance entre les différents modes définis en introduction. Le résultat pour les modes intrasaisonnier, saisonnier et interannuel est présenté par la [figure 3.4](#).

Comme l'analyse EOF globale semblait le suggérer, l'essentiel de la variance est concentrée dans les modes saisonnier et interannuel. On retrouve les mêmes zones de forte variance que celles mises en évidence par les EOF : zone de la *cold tongue* à l'est, de l'upwelling de PNG et de la mer des Salomon à l'ouest, et zone des Kiribati au centre.

La variance associée au mode intrasaisonnier ([Figure 3.4a](#)) est relativement faible, à part dans les zones côtières (le long de la côte de PNG, autour des îles Salomon), et dans une moindre mesure, dans la bande équatoriale.

Certaines zones où le mode saisonnier est actif ([Figure 3.4b](#)) sont cohérentes avec celles listées dans le chapitre 4 ([Figure 4](#) page 132) : zones du NECC, des îles Salomon, frontières nord et sud de la *cold tongue*. Ces deux cartes sont complémentaires, l'une présentant la variance directement associée au mode saisonnier (ici), l'autre le pourcentage de variance expliquée par le mode saisonnier¹. Les différences entre ces deux cartes (notamment importance moindre de la frontière sud de la *cold tongue* ici, et forte variance associée à la zone des Kiribati et à la bande équatoriale) proviennent du fait que ce sont des zones à faible et forte variance respectivement (voir [figure 3.2](#)).

Les variations interannuelles ([Figure 3.4c](#)) apparaissent concentrées dans l'est de notre zone, en particulier dans la bande équatoriale où l'on observe le balancement zonal du front, lui-même fortement interannuel².

3.2-2.b Modulation temporelle du signal : l'analyse en ondelettes

Les cartes de la [figure 3.4](#) nous permettent de mettre certaines zones en évidence, où la variance associée à chacun de nos 3 modes est importante. Cependant, elles ne nous disent rien de l'évolution temporelle de cette variance : est-elle toujours répartie de la sorte, ou est-ce que ces schémas spatiaux évoluent au cours du temps ?

¹ A noter également que la définition de "mode saisonnier" diffère dans les deux cas, puisqu'ici ce sont l'ensemble des périodes comprises entre 150 et 450 jours, alors que nous n'utilisons que les harmoniques à 184 et 368 jours dans le chapitre 4. ² voir section 1.4-1 page 60

3. Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface

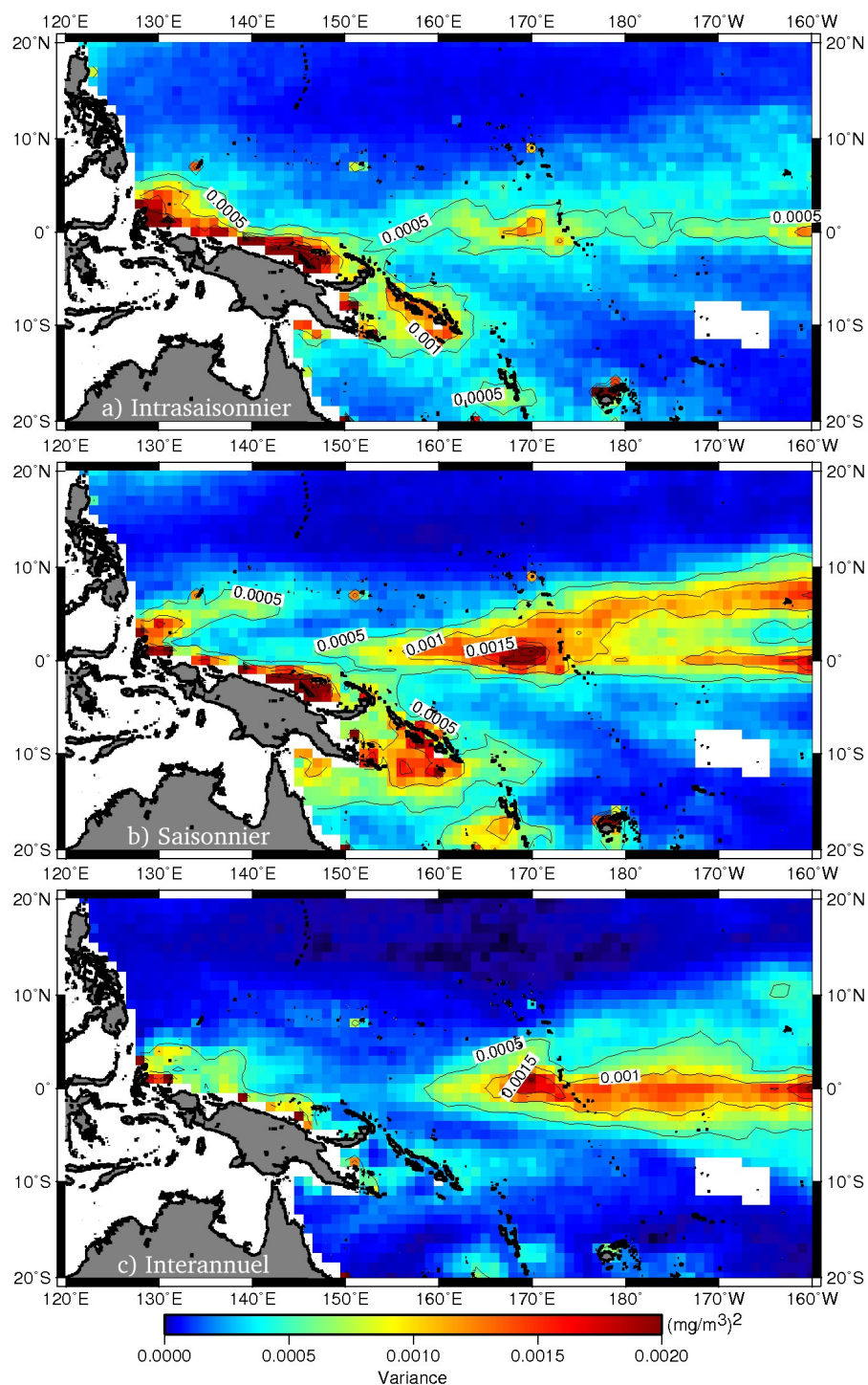


Figure 3.4 – Cartes donnant, pour chaque série temporelle des concentrations en chlorophylle SeaWiFS (produit dégradé et interpolé à 1° , période du 22 septembre 1997 au 26 décembre 2004), la variance associée aux modes intrasaisonnier (30-150 jours, a), saisonnier (150-450 jours, b) et interannuel (450-3000 jours, c).

3.2 Résultats

Une réponse à cette question peut être obtenue par l'analyse en ondelettes, qui permet de situer la variabilité d'une série temporelle non seulement dans l'espace des fréquences, mais aussi dans l'espace temporel.

La [figure 3.5](#) présente des exemples, pris à des endroits différents, des résultats obtenus par l'analyse en ondelettes. Comme l'on peut le constater, suivant la région étudiée, la variance associée à chaque mode n'est pas observée au même moment.

Ainsi par exemple, le mode saisonnier apparaît plus actif pendant les années 1999-2001 à 175°E-5°N ([Figure 3.5a](#)), alors qu'il semble prépondérant pendant les années 2002-03 à 170°W, quasiment à la même latitude ([Figure 3.5b](#)). On peut aussi parfois noter l'existence d'un cycle semi-annuel (par exemple [figure 3.5c](#) et [d](#)).

Le mode interannuel, quant à lui, semble actif surtout en 1997-98 et 2002-03, ce qui est cohérent avec les dates des événements El Niño observés pendant la période d'étude. A noter que dans l'extrême est de notre région, seul l'El Niño de 1997-98 est détecté ([figure 3.5e](#) et [f](#)).

3.2-2.c Deux zones particulières : la côte de PNG et l'ouest des Kiribati

Comme nous l'avons déjà noté précédemment, deux zones semblent avoir une variabilité particulièrement importante dans notre région ([Figure 3.2b](#) page 110) : l'upwelling de PNG, et la zone des Kiribati (bande équatoriale vers 165°E-170°E). Nous allons brièvement nous intéresser à ces deux régions, et plus particulièrement aux séries temporelles 144°E-2°S (PNG¹) et 170°E-1°N (Kiribati²).

	variance	pourcentage de variance expliquée par le mode...				
		petite échelle	intrasaisonnier	saisonnier	interannuel	tendance
PNG	0.009	20%	39%	29%	11%	1%
Kiribati	0.010	3%	12%	29%	20%	34%

Tableau 3.2 – Échelles de variabilité dans les zones de l'upwelling de PNG et des Kiribati : variance, et pourcentage de variance expliquée par l'activité petite échelle (16-30 jours), intrasaisonnière (30-150 jours), saisonnière (150-450 jours), interannuelle (450-3000 jours) et par la tendance.

La répartition de la variance de ces deux séries temporelles, entre les différents modes de variabilité, est indiqué par le [tableau 3.2](#), et la [figure 3.6](#) permet de suivre l'évolution temporelle de cette variance (analyse en ondelettes).

L'upwelling de PNG est caractérisé par une forte variabilité à des échelles de temps relativement faibles, entre la petite échelle, l'intrasaisonnier et le saisonnier. On observe des pics de concentration en chlorophylle, jusqu'à 0.6 mg m⁻³, à l'échelle intrasaisonnière. Ces

¹ point choisi de telle sorte que la variance soit élevée, mais que l'emplacement soit décalé par rapport à l'embouchure du fleuve Sépik et pas trop proche de la côte ² point du maximum local de variance

3. Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface

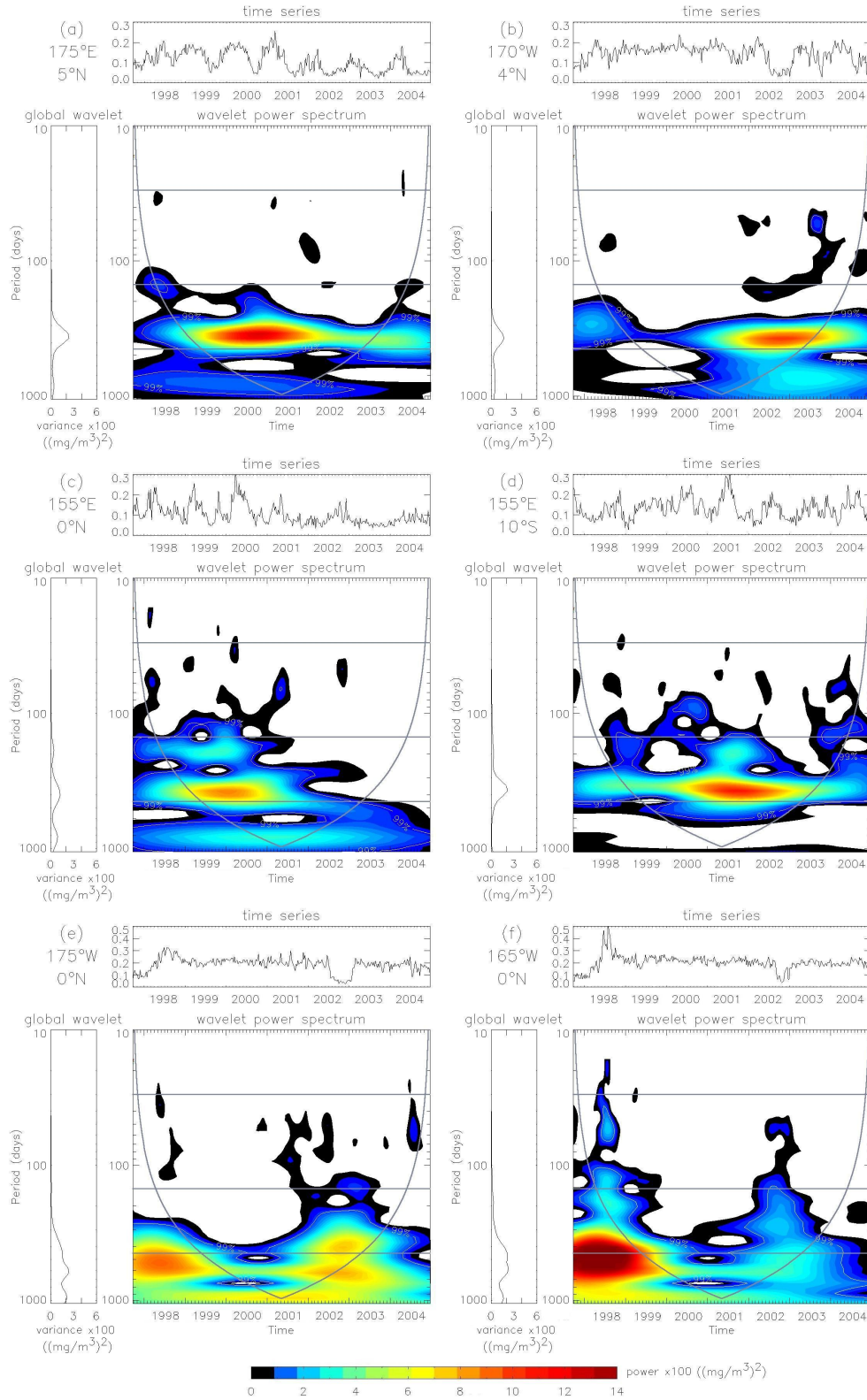


Figure 3.5 – Analyse en ondelettes sur les séries temporelles SeaWiFS (produit dégradé à 1° et interpolé, période du 22 septembre 1997 au 26 décembre 2004) : à 175°E-5°N (a), 170°W-4°N (b), 155°E-0° (c), 155°E-10°S (d), 175°W-0° (e) et 165°W-0° (f). Pour chaque diagramme, la série temporelle et le spectre de Fourier reconstruit à partir des coefficients en ondelettes sont indiqués ($\times 100$ ici), ainsi que le cône d'influence (gris). Les traits horizontaux gris délimitent les bandes de fréquences associées aux 3 modes étudiés.

3.2 Résultats

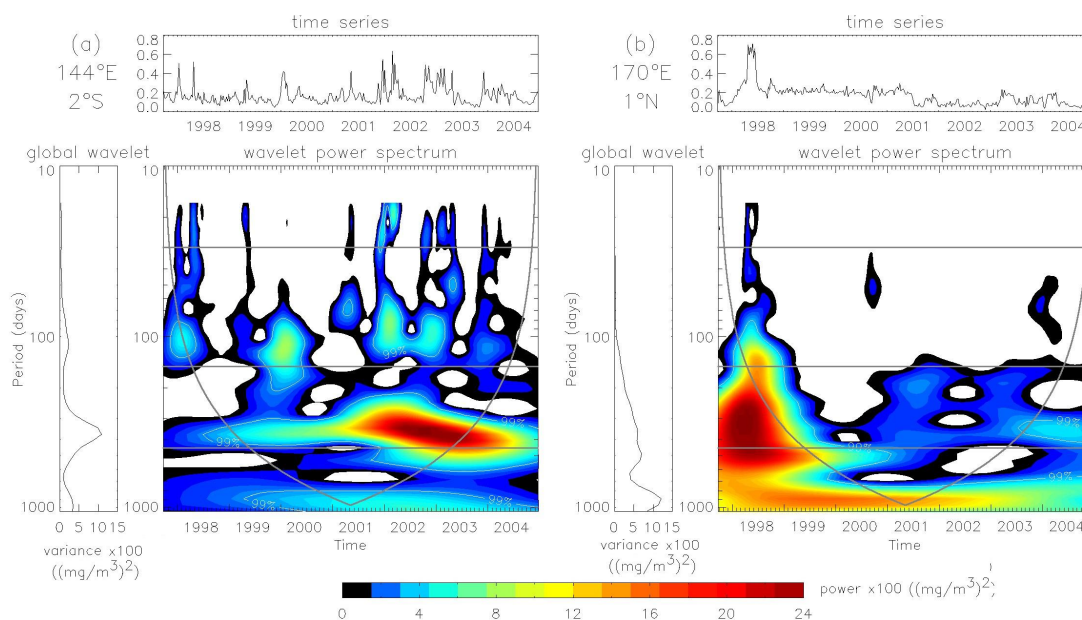


Figure 3.6 – Idem figure 3.5, pour les séries temporelles SeaWiFS à 144°E-2°N (PNG, a) et 170°W-1°N (Kiribati, b).

pics sont essentiellement observés en hiver boréal (ce qui est particulièrement vrai à partir de 2001 où le cycle saisonnier s'intensifie), et sont probablement dus à l'upwelling côtier de Papouasie / Nouvelle-Guinée. Cependant, il est nécessaire de rappeler ici qu'il s'agit d'un signal très côtier, et donc probablement entaché de larges erreurs.

Au contraire, la zone des Kiribati est caractérisée par des échelles de variabilité beaucoup plus grandes. La tendance dans cette région¹ explique une part importante de la variance du signal, ce qui est directement visible sur la série temporelle (Figure 3.6b) : concentrations de l'ordre de 0.2 mg m^{-3} jusqu'en 2001, avec un bloom spectaculaire en 1998 atteignant les 0.7 mg m^{-3} , et concentrations plus faibles à partir de mi-2001, de l'ordre de 0.1 mg m^{-3} .

La succession de ces deux régimes s'explique par le balancement du front (voir Figure 1.25 page 60), lui-même lié à l'ENSO et au SOI (voir Figure 1.16 page 41) : l'écosystème est de type *cold tongue* à 170°E jusqu'en 2001 (années La Niña, front localisé vers 160°E), le plus souvent de type *warm pool* ensuite (années à tendance El Niño, front localisé vers 180°).

L'analyse en ondelettes (Figure 3.6b) révèle quant à elle l'importance du bloom des Kiribati (étudié dans le chapitre 5 page 151), même s'il convient de rester prudent puisque le signal correspondant est en-dehors du COI. Le bloom apparaît comme un pic de variance qui se diffuse dans toutes les échelles de temps, de l'intrasaisonnier à l'interannuel. L'essentiel de la variance de cette série temporelle est donc concentrée en 1998. Si l'on exclut l'année 1998, elle est divisée par deux.

¹ La région 165°E-170°E, 0°-1°N, est la seule zone où la tendance est aussi forte : la variance associée est de l'ordre de $0.004 (\text{mg m}^{-3})^2$, alors qu'elle ne dépasse pas $0.001 (\text{mg m}^{-3})^2$ sinon.

3.2-3 Deux modes dominants : le saisonnier et l'interannuel

3.2-3.a Variabilité saisonnière (150-450 jours)

Comme nous l'avons déjà signalé dans la section précédente, le cycle saisonnier est plus ou moins actif suivant les années, et selon l'endroit où l'on se place. Afin d'étudier plus précisément la répartition de la variabilité saisonnière dans le temps et dans l'espace, nous avons reconstruit une carte de variance saisonnière pour chaque année de 1999 à 2003, à partir de l'analyse en ondelettes. Nous excluons les années 1997-98 et 2004, qui sont en-dehors du cône d'influence (COI), ce qui signifie qu'à cette gamme de fréquences, les effets de bord ne peuvent être négligés (voir le COI sur la [figure 3.5](#) par exemple). Le résultat obtenu est présenté par la [figure 3.7](#).

La répartition spatiale des variations saisonnières change suivant les années, avec une différence notable en ce qui concerne la zone de la *cold tongue* et l'upwelling de PNG, entre les années 1999 à 2001 d'une part, 2002-2003 d'autre part. Par contre, la zone de la naissance du NECC semble globalement aussi active tous les ans, tandis que le cycle saisonnier prend plus d'ampleur dans la région des Salomon entre 2000 et 2002.

Dans la première partie de notre période d'étude (1999-2001), la variance saisonnière au niveau de la *cold tongue* est concentrée au niveau de la frontière nord de celle-ci, globalement le long de l'ITCZ. Au niveau de l'équateur, la variance saisonnière est localisée à l'ouest des Kiribati entre 150°E et 160°E en 1999-2000, légèrement plus à l'est en 2001.

Par contraste, en 2002-2003, la variance saisonnière est moins concentrée à la frontière nord de la *cold tongue* et davantage répartie sur toute la zone 0°-10°N, à l'est de 170°E. Au niveau de l'équateur, elle est localisée entre 170°E et 165°W environ.

On retrouve donc ici encore l'existence de deux régimes de variabilité différents, comme signalé dans la section [3.2-1](#) à partir de l'analyse EOF globale (mode 1), et reliés aux variations du SOI ([Figure 1.16](#) page [41](#)) : SOI globalement positif jusqu'à mi-2001, négatif ensuite. En effet, la variance saisonnière localisée à l'équateur correspond très probablement au balancement zonal du front ([Figure 1.25](#) page [60](#)) : le [tableau 3.3](#) met en correspondance la zone de déplacement du front chaque année et la zone de variance saisonnière.

Les variations saisonnières apparaissent donc fortement reliées au SOI, et à l'activité interannuelle. Nous pouvons raisonnablement faire l'hypothèse que l'ENSO influence le cycle saisonnier de la chlorophylle dans notre région. Comme nous l'avons déjà signalé précédemment, les modes saisonnier et interannuel apparaissent donc intimement liés dans les paramètres biologiques, tout comme cela a déjà été observé dans les paramètres physiques ([Xie, 1995](#)).

¹ L'isoligne généralement choisie pour repérer le front est 0.1 mg m⁻³, mais l'isoligne 0.15 mg m⁻³ approchait mieux l'isotherme 29°C et le front biologique dans le produit à 1°.

3.2 Résultats

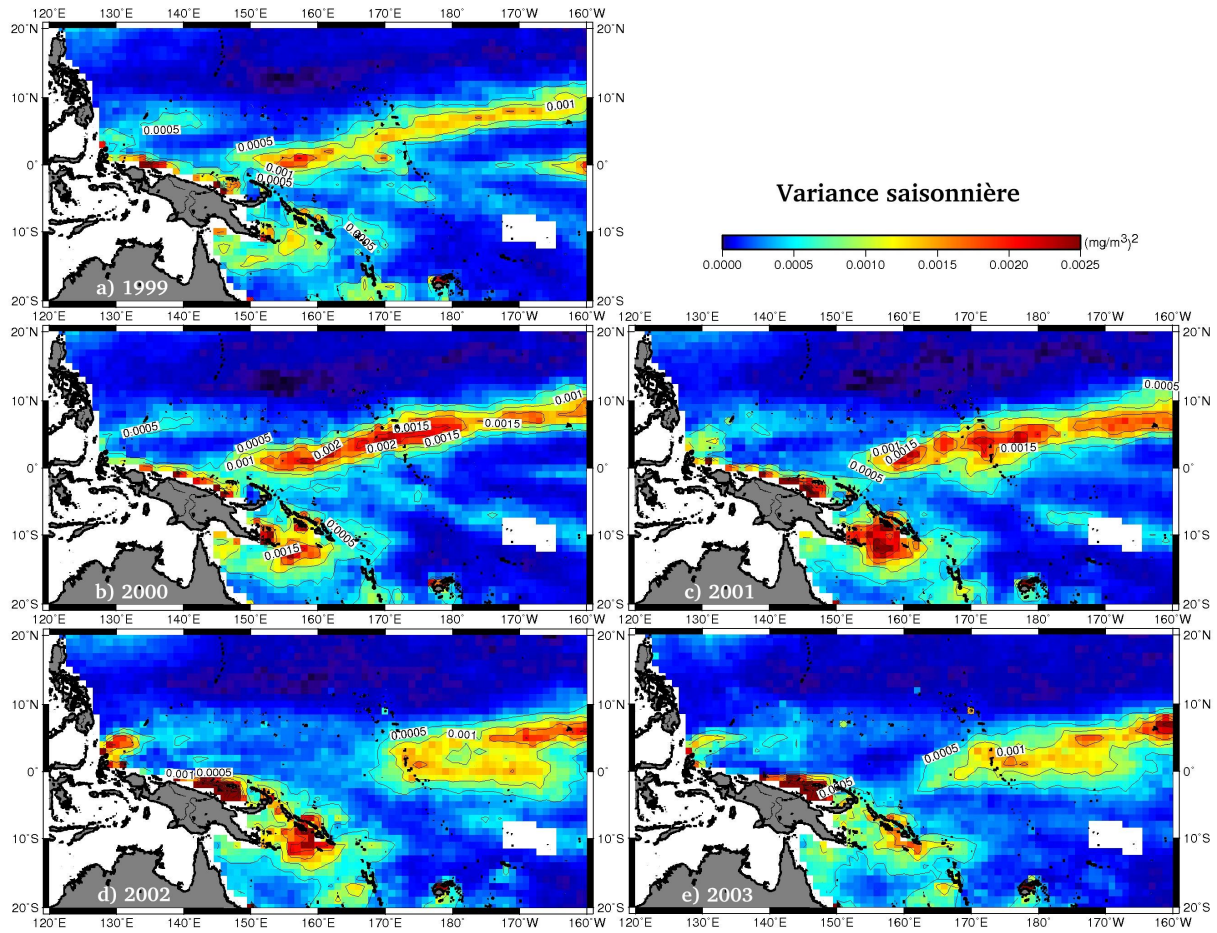


Figure 3.7 – Cartes de la variance saisonnière, calculée pour les années 1999 à 2003 à partir de l’analyse en ondelettes.

année	$\sigma^2 > 0.008 \text{ (mg m}^{-3}\text{)}^2$	$[Chl] = 0.15 \text{ mg m}^{-3}$
1999	151°E → 169°E	153°E → 168°E
2000	148°E → 165°E	~145°E → 172°E
2001	155°E → 176°E	156°E → ~180°
2002	171°E → 165°W	171°E → ~160°W
2003	167°E → 168°W	168°E → 165°W

Tableau 3.3 – Comparaison, pour chaque année, entre la zone de forte variance saisonnière (1^{ère} colonne) et la zone de balancement du front (2^e colonne). La première est définie par l’iso-variance 0.0008 (mg m⁻³)², en moyenne annuelle 2°S-2°N, et en excluant la zone de PNG ; la deuxième est définie à partir de l’iso-chlorophylle¹ 0.15 mg m⁻³ (produit dégradé et interpolé à 1°), en moyenne 2°S-2°N.

3.2-3.b Variabilité interannuelle (450-3000 jours)

L'analyse de la variabilité interannuelle est relativement hasardeuse avec l'aide des ondelettes : les coefficients obtenus se situent hors du COI (voir par exemple sur la [figure 3.5](#)), et subissent donc des effets de bords, car les périodes étudiées sont trop longues par rapport à la longueur des séries temporelles.

Nous avons cependant voulu expliquer rapidement les différences de répartition de la variance interannuelle au cours du temps suivant la région considérée (voir la [figure 3.5e](#) et [f](#)). La [figure 3.8](#) présente ainsi les zones de forte variance interannuelle, telle que calculée par les ondelettes, superposées à la chlorophylle de surface. Ce diagramme est calculé dans la zone 2°S-2°N, où se concentre l'essentiel de la variance interannuelle ([Figure 3.2b](#)), et se veut plus une explication des différences observées sur la [figure 3.5e](#) et [f](#), qu'une réelle analyse de la variabilité interannuelle.

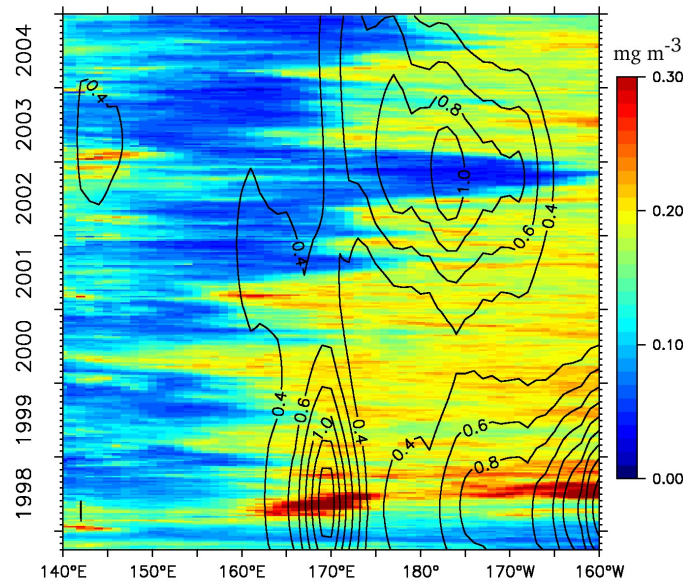


Figure 3.8 – Moyenne 2°S-2°N des concentrations en chlorophylle SeaWiFS (mg m^{-3} , produit dégradé à 1° et interpolé). Les contours noirs représentent la variance interannuelle¹ ($\times 1000$) moyennée sur la même bande de latitude (contours tous les $10^{-4} (\text{mg m}^{-3})^2$).

Cette localisation spatio-temporelle de la variance interannuelle s'explique en premier lieu, comme l'on pouvait s'y attendre, par les événements El Niño de 1997-98 et 2002-03. L'analyse en ondelettes met en évidence les blooms des Kiribati autour de 170°E, et le bloom majeur observé dans le Pacifique central, dont on ne voit ici que l'extrémité ouest. Plus précisément, l'analyse en ondelettes repère les transitions entre régime pauvre et régime riche en un point donné. En 2002-03, c'est le très fort déplacement du front qui est ainsi mis en

¹ A noter que les valeurs sont sensiblement inférieures à celles obtenues par la transformée de Fourier, car nous nous limitons aux périodes inférieures à 1000 jours ici (les périodes plus grandes sont hors du COI), alors que les périodes résolues par la FFT atteignent 2600 jours.

3.2 Résultats

évidence¹. Un patch supplémentaire de variance interannuelle correspond à l'enrichissement de la *warm pool* en 2002, associé aux coups de vent d'ouest et à El Niño (voir chapitre 6).

A cause des incertitudes liées à l'analyse en ondelettes pour les fréquences interannuelles, nous avons choisi d'analyser ce mode de variabilité en couplant la décomposition en séries de Fourier avec une analyse EOF : reconstruction des variations interannuelles par FFT, auxquelles on applique une analyse EOF. Les deux premiers modes, qui expliquent 69% de la variance interannuelle, sont représentés dans la [figure 3.9](#). Comme nous pouvions nous y attendre, les séries temporelles correspondantes présentent toutes les deux un pic au cours des événements El Niño/La Niña de 1997-98.

Le premier mode, qui explique plus de la moitié du signal interannuel, représente les perturbations caractéristiques des phases El Niño², plusieurs fois décrites auparavant : enrichissement dans l'ouest, appauvrissement dans l'est. La série temporelle correspondante est maximale en décembre 1997, pendant le pic de l'El Niño correspondant, et présente des maxima secondaires fin 2002 et fin 2004, ce dernier correspondant à un faible événement El Niño dont le pic a eu lieu fin 2004. Elle est négative pendant les années 1998 à 2001, qui sont des années La Niña.

Le deuxième mode représente essentiellement le bloom des Kiribati étudié dans le chapitre 5. La structure spatiale est parfaitement localisée, les îles formant une frontière nette à l'est de la zone d'enrichissement. Cependant, le pic de la série temporelle associé a lieu en juillet 1998, décalé par rapport au pic du bloom (lequel a lieu en mai), mais à l'échelle interannuelle, et étant donné l'existence d'effets de bord, un décalage de deux mois n'est pas significatif.

¹ Le déplacement du front en 1997-98 est difficilement visible dans les coefficients en ondelettes, probablement à cause d'effets de bords trop importants ² voir section [1.4-1](#) page 60

3. Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface

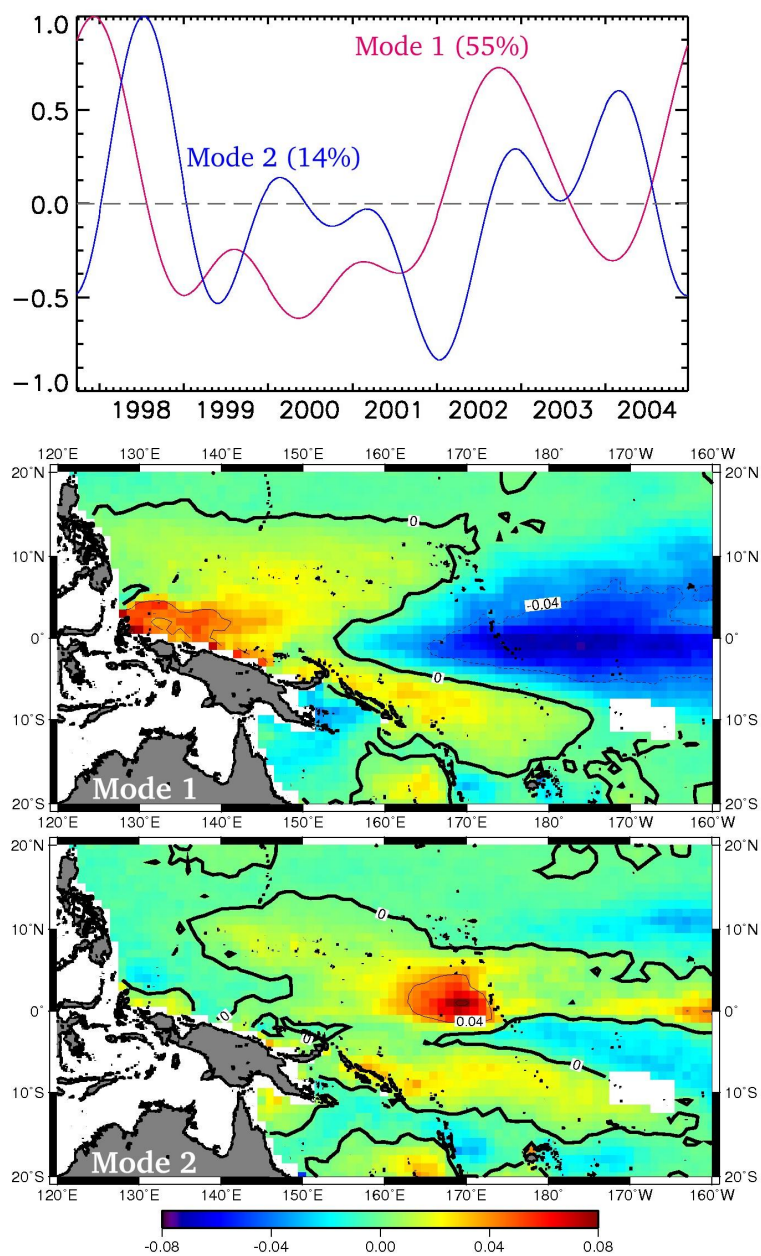


Figure 3.9 – Analyse EOF du cycle interannuel (périodes 450-3000 jours) reconstruit à partir des séries temporelles SeaWiFS : séries temporelles associées aux 2 premiers modes, et cartes spatiales correspondantes.

Conclusion

Cette étude nous a permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques du signal “couleur de l’eau” dans le Pacifique tropical ouest (120°E - 160°W , 20°S - 20°N), pendant les années SeaWiFS (fin 1997 à 2004). La variance du signal est essentiellement concentrée entre l’équateur et 10°N à l’est de notre région, et le long des côtes de Papouasie / Nouvelle-Guinée et des îles Salomon dans l’ouest.

Les analyses pratiquées mettent en évidence plusieurs modes de variabilité dans ces régions, actifs à différentes échelles de temps : déplacements saisonniers et interannuels du front, dipole est/ouest (enrichissement de l’ouest pendant que l’est s’appauvrit, et vice-versa), bloom des Kiribati, upwelling de PNG, enrichissement autour des îles Salomon.

Le résultat principal est que la variance se concentre essentiellement dans les modes saisonnier et interannuel, qui apparaissent étroitement liés : le cycle saisonnier est modulé à l’échelle interannuelle, en phase avec les événements El Niño et le SOI. Ce “phase-locking” est similaire à celui observé dans les données physiques ([Xie, 1995](#)).

D’autre part, cette forte correspondance des variabilités interannuelle et saisonnière avec le SOI explique l’existence de deux régimes différents au cours des années SeaWiFS ([Figure 3.10](#)). Pendant les années 1998 à mi-2001, le front est localisé autour de 160°E , ce sont des années La Niña, et l’essentiel de la variance apparaît concentré entre 150°E et 170°E . Au contraire, pendant les années mi-2001 à 2003, à tendance El Niño, le front est localisé autour de 180° , et la variance concentrée entre 170°E et 170°W . Pendant cette seconde période, les zones de l’upwelling de PNG et de la mer des Salomon semblent également plus actives.

3. Analyses statistiques de la variabilité de la chlorophylle de surface

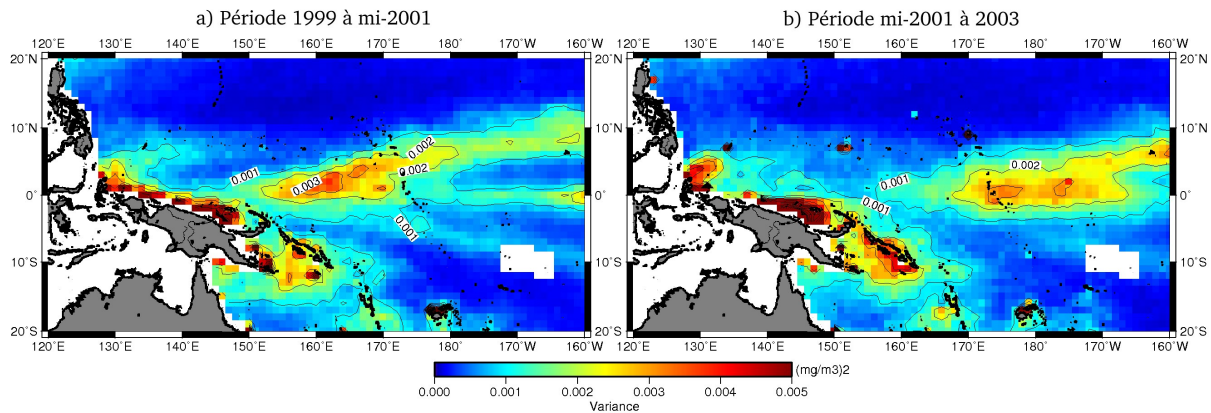


Figure 3.10 – Variance totale reconstruite à partir de l’analyse en ondelettes, sur les périodes 1999 à mi-2001 (a) et mi-2001 à 2003 (b). Nous excluons les années 1997-98 et 2004 afin de limiter les effets de bord.

Les principaux résultats de ce chapitre peuvent alors être résumés comme suit :

- ⇒ concentration de la variance entre 10°S et 10°N, avec deux zones de très forte variabilité : l’upwelling de PNG et la région des Kiribati
- ⇒ importance des échelles de temps saisonnière et interannuelle
- ⇒ “phase-locking” de ces deux modes de variabilité
- ⇒ mise en évidence de deux régimes différents, en lien avec l’ENSO et le SOI : années La Niña jusque mi-2001 (concentration de la variance à l’ouest de 170°E), El Niño ensuite (concentration de la variance à l’est de 170°E)

Dans la suite de cette thèse, nous allons donc nous intéresser successivement aux différents modes de variabilité mis en évidence dans ce chapitre. Le chapitre 4 est une étude de la variabilité saisonnière de façon générale. Le chapitre 5 se focalise sur le bloom des Kiribati, mis en évidence dans les pages précédentes par une très forte énergie du signal “couleur de l’eau” en 1998, autour de 170°E-0°, et manifestation la plus visible de l’activité interannuelle dans la région. Enfin, le chapitre 6 s’intéresse aux coups de vents d’ouest, actifs à l’échelle intrasaisonnière et interannuelle, et en lien avec la zone de la PNG également mise en évidence dans ce chapitre.

Chapitre 4

Variabilité saisonnière

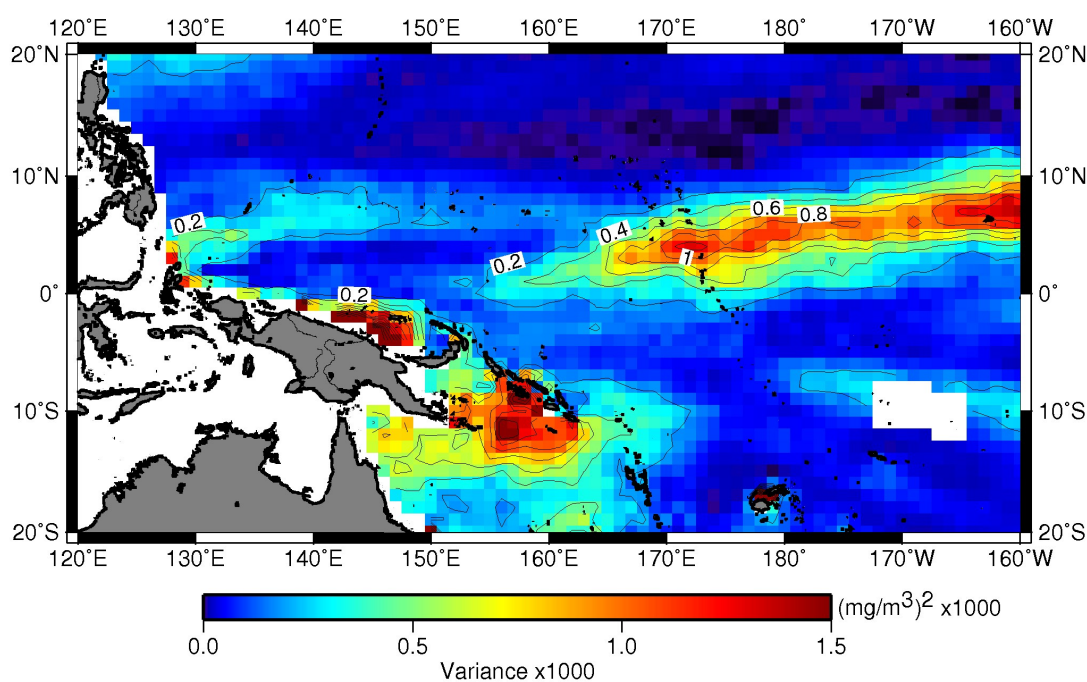


Figure 4.1 – Variance associée aux harmoniques à 360 et 180 jours des séries temporelles SeaWiFS (produit dégradé à 1° et interpolé¹, période 1999 à 2004). Cette carte est complémentaire de celle de la [figure 4](#) de l'article [Messié et Radenac \(2006\)](#).

¹ Pour la description de ce produit ainsi que la méthode de calcul de la variance associée à un mode de variabilité, voir le [chapitre 3](#).

Sommaire

Introduction	127
Article : Seasonal variability of the surface chlorophyll in the western tropical Pacific from SeaWiFS data	128
Conclusion	149

Introduction

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la variabilité de la chlorophylle de surface dans le Pacifique tropical ouest se concentre surtout dans les échelles de temps saisonnière et interannuelle, les deux étant fortement liées. La longueur des séries temporelles dont nous disposons ne permettant pas d'étudier le cycle interannuel de façon approfondie (seulement 7 ans de données et 2 El Niños), nous avons préféré commencer par l'étude du cycle saisonnier.

Pour cela, nous avons choisi de n'utiliser que les données de type satellite, sur la période 1999 à 2004, afin d'exclure les années 1997-98, lesquelles sont très particulières à cause de l'événement El Niño majeur ayant pris place à ce moment-là. Les données utilisées incluent la chlorophylle de surface (SeaWiFS), les courants de surface (OSCAR), la SST (TMI), les vents (QuickSCAT) et la SLA (T/P-ERS). Elles ont l'avantage de couvrir l'ensemble de notre région, et d'être grillées dans l'espace et dans le temps. Cela nous permet de les comparer facilement entre elles, et également de reconstruire le cycle saisonnier pour chacun des paramètres étudiés, à l'aide d'une FFT / FFT inverse comme expliqué dans le chapitre précédent.

La méthode suivie pour étudier la variabilité saisonnière du signal "couleur de l'eau" dans le Pacifique tropical ouest consiste à :

- **mettre en évidence** des zones où la variabilité saisonnière de SeaWiFS est importante, à l'aide d'une carte de variance expliquée obtenue par FFT¹
- **reconstruire** le cycle saisonnier de la chlorophylle de surface et de différents paramètres physiques sur la période 1999-2004, par FFT et FFT inverse
- pour chacune des zones identifiées précédemment, **expliquer** le cycle saisonnier de la chlorophylle à l'aide de celui des paramètres physiques.

Les pages suivantes sont constituées d'un article paru dans Deep-Sea Research, Part I, qui présente les résultats obtenus au cours de cette étude.

Article paru dans *Deep-Sea Research, Part I*, le 18 octobre 2006 :

Messié, M., and M.-H. Radenac (2006), Seasonal variability of the surface chlorophyll in the western tropical Pacific from SeaWiFS data. *Deep-Sea Research Part I*, 53 (10), 1581-1600, doi :10.1016/j.dsr.2006.06.007

¹ Pour les méthodes de calcul de la variance expliquée et de reconstruction d'un mode de variabilité, ainsi que pour une présentation générale des transformées de Fourier, voir la section 3.1-2 page 104.

Article : Seasonal variability of the surface chlorophyll in the western tropical Pacific from SeaWiFS data

Résumé en français :

Nous avons utilisé le capteur SeaWiFS pour étudier le cycle saisonnier de la chlorophylle de surface dans le Pacifique tropical ouest. Dans cette région, les eaux de surface peuvent être séparées en deux écosystèmes. L'extrémité ouest des eaux froides et salées de la *cold tongue*, de type HNLC, occupe la plupart de la partie est de la région, alors que les eaux chaudes, dessalées et oligotrophes de la *warm pool* occupent la partie ouest. Cependant, des ruptures d'oligotrophie peuvent survenir en divers endroits. Nous avons reconstruit le cycle saisonnier de la chlorophylle, des températures de surface, des vents, et des courants de surface, à partir de données satellite et produits dérivés, en extrayant les harmoniques annuelles et semi-annuelles des séries temporelles en chaque point. Ce calcul a été effectué pour les années 1999 à 2004, afin d'éviter les conséquences de l'événement ENSO majeur de 1997-98. La variance expliquée par le cycle saisonnier pendant cette période met en évidence trois régions dont la saisonnalité est particulièrement marquée. [1] La zone de transition entre les écosystèmes HNLC et oligotrophe subit des déplacements méridiens saisonniers. La *cold tongue* est à sa position la plus au nord (au sud) pendant le printemps boréal (l'automne). Ces déplacements peuvent être expliqués en termes d'advection méridienne d'eaux riches en chlorophylle, et sont cohérents avec le cycle saisonnier des contre-courants nord-et sud-équatorial, qui transportent des eaux pauvres en phytoplancton. [2] Les images de couleur de l'eau montrent des enrichissements saisonniers à la naissance du Contre-Courant Nord Equatorial (NECC), particulièrement pendant le printemps boréal. Le maximum de chlorophylle coïncide avec la vitesse maximale du NECC, suit un minimum de SST, et est observé pendant la phase favorable aux upwellings du rotationnel de la tension de vent. Nous attribuons ces enrichissements à un upwelling local associé aux méandres du courants, à l'advection horizontale depuis l'ouest, et au transport d'eaux riches en nutriments par le Sous-Courant Côtier de Nouvelle-Guinée (NGCUC). [3] Dans la région de l'archipel des Salomon, nous observons une augmentation de la concentration en chlorophylle au sud-ouest des îles en hiver austral, quand le courant de surface et la tension de vent dirigés vers le sud-ouest sont le plus fort. Cela peut être dû à la combinaison d'un effet d'île et d'un upwelling généré par les vents. L'advection horizontale depuis la région des Salomon est responsable d'un enrichissement saisonnier en chlorophylle dans le nord de la mer de Corail, quasiment au même moment. Dans le Golfe de Papouasie, les concentrations élevées au chlorophylle à ce moment-là peuvent être expliquées par la présence d'une forte circulation cyclonique. Cette étude met en valeur la richesse de la réponse de la chlorophylle de surface au forçage physique à l'échelle saisonnière, dans une région habituellement considérée comme oligotrophe.



Seasonal variability of the surface chlorophyll in the western tropical Pacific from SeaWiFS data

Monique Messié*, Marie-Hélène Radenac

*Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales CNRS-IRD-UPS-CNES,
14 Avenue Édouard Belin, 31401 Toulouse cedex 9, France*

Received 10 June 2005; received in revised form 26 June 2006; accepted 27 June 2006

Abstract

We used Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) to document the seasonal cycle of surface chlorophyll in the western tropical Pacific. Surface waters in this region can be divided into two ecosystems. The western end of the cold, salty waters of the cold tongue with high nutrient low chlorophyll (HNLC) characteristics occupies most of the eastern part of the region, while warm, fresh, and oligotrophic waters of the warm pool stand in the western part. Nevertheless, disruption of the oligotrophy may show up at different locations. We reconstructed the seasonal cycle of chlorophyll, sea surface temperature (SST), winds, and surface currents from satellite data and satellite-derived products by extracting the annual and semi-annual harmonics of the time series at each grid point. The calculation was done for the 1999–2004 years in order to exclude the consequences of the major 1997–1998 El Niño Southern Oscillation event. The variance explained by the seasonal cycle for this period highlights three regions with high seasonality: (1) The oligotrophy/HNLC transition zone undergoes meridional seasonal displacements. The cold tongue is at its northernmost (southernmost) position during boreal spring (fall). These displacements can be explained in terms of meridional advection of chlorophyll-rich waters and are consistent with the seasonal cycle of the north and south equatorial countercurrents that transport phytoplankton-poor waters. (2) Ocean-color images show seasonal enrichments in the far western north equatorial countercurrent (NECC) area, especially during boreal spring. The chlorophyll maximum coincides with the maximum NECC velocity, follows a SST minimum, and occurs during the upwelling-favorable phase of the wind stress curl. We attribute these enrichments to local upwelling associated with current meandering, horizontal advection from further west, and transport of nutrient-rich waters by the New Guinea coastal undercurrent. (3) Near the Solomon Archipelago, we observe enhancements of chlorophyll concentration southwest of the islands in austral winter, when both the southwestward surface currents and the southeasterly wind stress are strongest. This may be a combination of an island-mass effect and wind-driven upwelling. Horizontal advection from the Solomon area leads to an almost concurrent seasonal chlorophyll enrichment in the northern Coral Sea. In the Gulf of Papua, high chlorophyll concentrations at the same time can be explained by the presence of a strong cyclonic circulation. This study highlights the richness of the response of surface chlorophyll to physical processes at the seasonal time scale in a region usually acknowledged as oligotrophic.

© 2006 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Seasonal variations; Surface chlorophyll; Surface currents; Biological-physical interactions; Remote sensing; Euphotic zone

*Corresponding author. Tel.: +33 5 61 33 30 06; fax: +33 5 61 25 32 05.

E-mail address: monique.messie@legos.cnes.fr (M. Messié).

1. Introduction

The Pacific warm pool region has been investigated in numerous studies because of its significant role during the early stages of El Niño events and therefore its impact on the world climate. Because the knowledge of air–sea fluxes is critical in this region, Siegel et al. (1995) stressed that changes in phytoplankton concentration could induce variations of the heat content of the warm pool. In another field of research, abundant tuna catches in such an oligotrophic environment (Lehodey et al., 1997) motivated these studies. The ecosystem of the western tropical Pacific is mostly oligotrophic and is often likened to that of the warm pool alone. Actually, it is a complex region, in terms of both biology and dynamics (Fine et al., 1994). At least two ecosystems coexist: mesotrophic waters of the cold tongue in the east are surrounded by oligotrophic waters of the warm pool to the west and subtropical gyres poleward. These mesotrophic waters are cold and salty and have high nutrient low chlorophyll (HNLC) properties. Grazing and rapid exhaustion of iron lead to unused nitrate upwelled from the equatorial divergence, and to relatively low chlorophyll concentrations in the euphotic layer (Price et al., 1994; Landry et al., 1997), typically of the order of 0.2 mg m^{-3} . In contrast, the warm pool is characterized by sea-surface temperature (SST) higher than 29°C , low surface salinity and oligotrophic conditions (exhausted surface nitrate and very low chlorophyll concentrations, less than 0.1 mg m^{-3}). The nitracline and a deep chlorophyll maximum are associated with the thermocline depth, around 100 m (Mackey et al., 1995). Primary production is controlled primarily by the availability of nitrate, but iron may be limiting too (Christian et al., 2002b).

Time scales of biological variability have been seldom studied in this region, probably because of a lack of comprehensive biogeochemical data sets. Yet, in situ observations of surface chlorophyll at different time scales are reported in a few studies. At the intraseasonal time scale, Siegel et al. (1995) showed that chlorophyll concentration in the surface layer could triple following a westerly wind burst. Transient nitrate or chlorophyll enrichments in the surface layer were observed at 10°S during repeated cruises along 165°E (Radenac and Rodier, 1996). A statistical analysis of surface chlorophyll measurements gathered during a ship-of-opportunity

program (Dandonneau, 1992) showed an uncertain seasonal cycle along the western track north and south of the equator. Most of all, the interannual variability was emphasized: increase of new production in the warm pool during El Niño; and westward extent of chlorophyll-rich waters along the equator during La Niña years (Radenac and Rodier, 1996; Murtugudde et al., 1999; Radenac et al., 2001; Turk et al., 2001; Ryan et al., 2002; Le Borgne et al., 2002) as well as high-surface chlorophyll concentrations in the western part of the north equatorial countercurrent (NECC) region (Christian et al., 2004).

Ocean color sensors provide an opportunity to investigate variations of surface chlorophyll on a wide range of spatial and temporal scales. The Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) (Hooker and McClain, 2000) was launched in September 1997, so we now have 7 years of a continuous high-quality data set of surface chlorophyll concentrations. SeaWiFS imagery reveals chlorophyll-rich zones enclosed in the oligotrophic environment of the western tropical Pacific, which develop from intraseasonal to interannual time scales. The interannual scale, mainly related to the El Niño southern oscillation (ENSO), dominates chlorophyll variability in the tropical Pacific. However, the length of SeaWiFS time series is more appropriate to studying the weaker, but significant, seasonal variability, which is less known. During the 1980–1998 period, El Niño events were “phase-locked” to the seasonal cycle for both biological and physical parameters (Christian et al., 2002a), and getting new insights into the seasonal scale will help to better understand the interannual variability.

In this paper, we focus on the seasonal variability of surface chlorophyll in the western tropical Pacific (20°S – 20°N , 120°E – 160°W), which we describe and analyze from the SeaWiFS time series. Because nutrient inputs (mainly nitrate and iron) are essentially driven by physical dynamics, our goal is to relate the seasonal chlorophyll signal to the seasonal physical forcing, which is relatively well documented at least along the equator (Reverdin et al., 1994; Delcroix, 1998; Yu and McPhaden, 1999). Using complementary physical data such as sea level anomaly (SLA), temperature, wind and surface currents from other satellite sensors, we examine plausible physical processes responsible for surface chlorophyll changes in regions where the seasonal variability is significant.

2. Methods

2.1. Data

Surface chlorophyll concentrations were estimated from SeaWiFS data (Hooker and McClain, 2000) for the 1999–2004 period. SeaWiFS data have been available since September 1997, but we chose to exclude the 1997 and 1998 El Niño and La Niña years in order to avoid a strong interannual influence. We used Level 3 (9 km) 8-day composites from reprocessing #4, obtained from the Distributed Active Archive Center at NASA Goddard Space Flight Center.

SST data for the same period were derived from the tropical rainfall measuring mission (TRMM) microwave imager (TMI). TMI data are produced by remote sensing systems and are available at www.remss.com, as level 3a, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ weekly maps.

Wind speed, wind stress and wind stress curl data were retrieved from NASA scatterometer SeaWinds, onboard QuickSCAT. We used level-3, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ weekly maps provided by CERSAT, IFREMER. Since QuickSCAT data start on 1999, July 28, only the 2000–2004 years were considered to reconstruct the seasonal cycle.

Near-surface currents were ocean surface current analysis—real time (OSCAR) product, derived from satellite altimeter, scatterometer and SST (Bonjean and Lagerloef, 2002). The surface layer current is the sum of geostrophic and Ekman currents and of a buoyancy term. The mean geostrophic velocity field is derived from the Rio and Hernandez (2004) mean dynamic topography. We used the 5-day unfiltered data on a $1^\circ \times 1^\circ$ grid available on-line at <http://www.oscar.noaa.gov>. Validations of this product in the western Pacific by direct comparison of OSCAR to drifter data are also available on-line. In particular, as explained in the OSCAR website, currents are obscured by a large eastward bias north of Papua New Guinea. Therefore, we applied a mask in this area.

SLA were TOPEX/Poseidon-ERS2 combined product delivered by Space Oceanography Division, CLS (Ducet et al., 2000). We used weekly data on a $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ grid for the 1999–2004 period.

Chlorophyll and physical data were interpolated on the same $1^\circ \times 1^\circ$, 8-day grid for comparison and calculation purposes. The SeaWiFS degraded product was obtained as follows: first, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ maps were computed from the full-resolution

product by using a geometric mean, and then they were smoothed to a $1^\circ \times 1^\circ$ grid by taking the median of each box. SST, winds, surface currents and SLA fields were binned onto a $1^\circ \times 1^\circ$ grid when needed, and fitted to 8-day SeaWiFS temporal intervals by linear interpolation.

2.2. Reconstruction of the seasonal cycle

The seasonal cycles of the different parameters were determined by a Fourier analysis, which requires that no gap remains in the temporal series. First of all, for each time series, data that were more than five standard deviations away from the mean were considered as false and treated as missing. Missing data were then spatially interpolated by an iterative method: gaps were filled by taking the weighted average of the first neighbors, if they existed. Applying once this method for the $1^\circ \times 1^\circ$ products was enough to fill the gaps due to scattered clouds; if the gaps remaining in the time series were less than 1 month long, they were filled by a temporal linear interpolation. Otherwise, the corresponding pixel was considered as missing.

We performed a fast Fourier transform (FFT) to each resulting time series from January 1999 to December 2004 after removing its linear trend. Fourier power spectra (not shown) show that the annual and semi-annual harmonics are the main components of the seasonal cycle, and that the seasonal cycle, even if weaker than the interannual signal, is not negligible. Then an inverse FFT was performed on the corresponding Fourier coefficients in order to reconstruct the seasonal variations (typical year) for each parameter.

3. Seasonal variability of the surface chlorophyll

We define the variance explained by the seasonal cycle as the ratio of seasonal to total variance. The corresponding map for the $1^\circ \times 1^\circ$ chlorophyll product on the 1999–2004 period (Fig. 1) reveals great disparities in the relative importance of the seasonal scale. In particular, three regions with seasonal variability higher than 30% are emphasized. The first region includes the meridional transition zones between the oligotrophic and HNLC ecosystems. The seasonal cycle accounts for 35% to 55% at the northern boundary and more than 30% at the southern boundary. The second region is the nascent NECC meanders (35%), and the third covers the South Solomon Sea and North

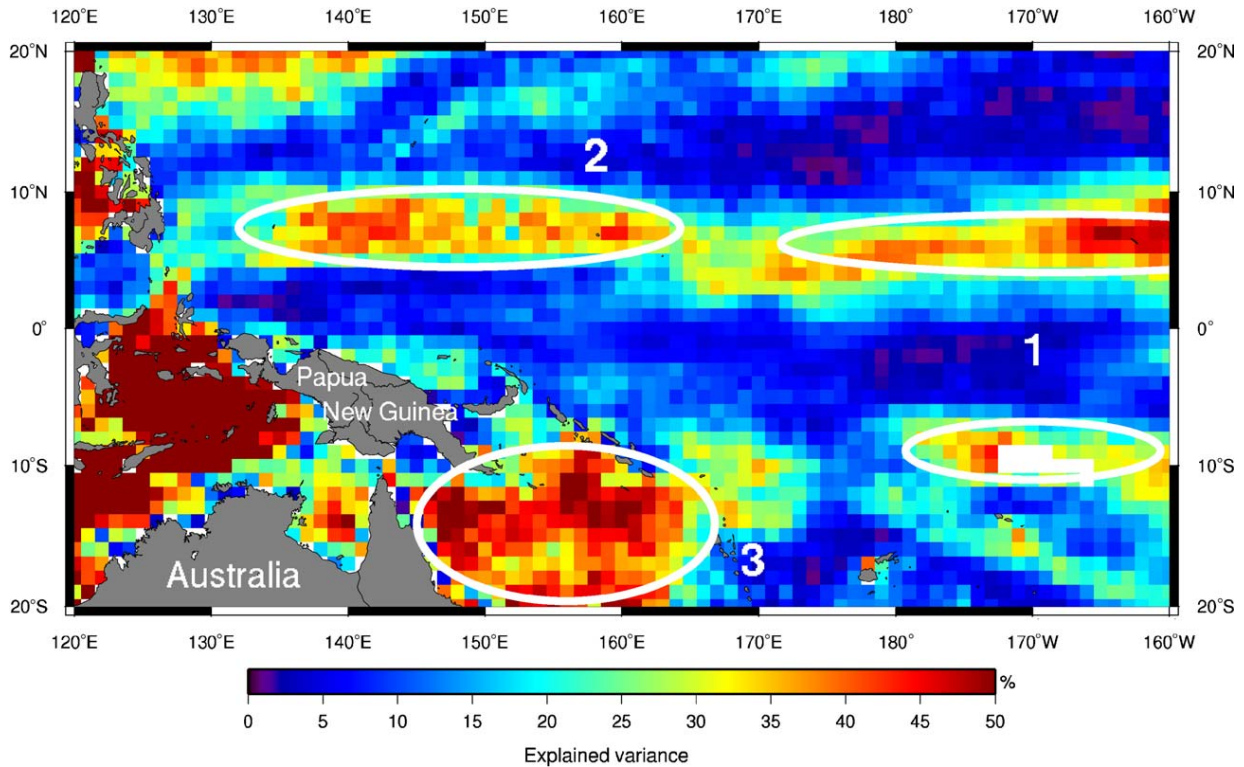


Fig. 1. Ratio of seasonal (annual+semi-annual harmonics) to total variance for chlorophyll $1^\circ \times 1^\circ$ product (1999–2004). No FFT analysis was done in the white areas because of insufficient data. The white circles indicate the regions with high seasonal variability: 1—HNLc/oligotrophy transition zones; 2—nascent NECC meanders; and 3—South Solomon Sea and North Coral Sea.

Coral Sea (45%). Note that degrading the SeaWiFS data resolution to $1^\circ \times 1^\circ$ enhances the contribution of the seasonal cycle. Nevertheless, the same patterns emerge from calculation using the full-resolution product, and the variance explained by the seasonal cycle remains greater than 25% in these three regions.

This map showing the importance of the seasonal scale in SeaWiFS chlorophyll signal mirrors the map of the relative contribution of the interannual variations presented by Dandonneau et al. (2004). Significant seasonal variations occur in regions with low to moderate interannual variations. Nevertheless, as we will see later, seasonal variations observed in these regions can be modulated by interannual variations.

The seasonal evolution of surface chlorophyll in the western Pacific is summarized in Fig. 2. The two ecosystems (mesotrophic and oligotrophic) are clearly visible. In the following, we will choose the 0.1 mg m^{-3} chlorophyll isoline as a boundary, and by extension, the “warm pool” (“cold tongue”) will refer to the oligotrophic (HNLc) ecosystem as well

as to the dynamical region. Mesotrophic waters of the cold tongue are surrounded by oligotrophic waters of the warm pool to the west and by the northern and southern subtropical gyres. In January (Fig. 2a), the cold tongue is located east of 160°E in the 10°N – 10°S latitude band and matches the extension of the westward south equatorial current (SEC). Very oligotrophic waters are observed in the northwestern part of the southern subtropical gyre as in McClain et al. (2004). During the very first part of the year, the cold tongue shifts northward and westward, as far west as 155°E in April (Fig. 2b), and remains circumscribed within the SEC area. A seasonal enrichment occurs in the nascent NECC meanders in early boreal spring. From April to August, the SEC weakens or reverses to an eastward current, while mesotrophic waters retire to 170°E . At the same time, chlorophyll concentration increases southwest of the Solomon Islands (Fig. 2c). During the last part of the year (Fig. 2d), the cold tongue shifts southward and again westward when the NECC and SEC are maximal. At that time, the oligotrophic southern

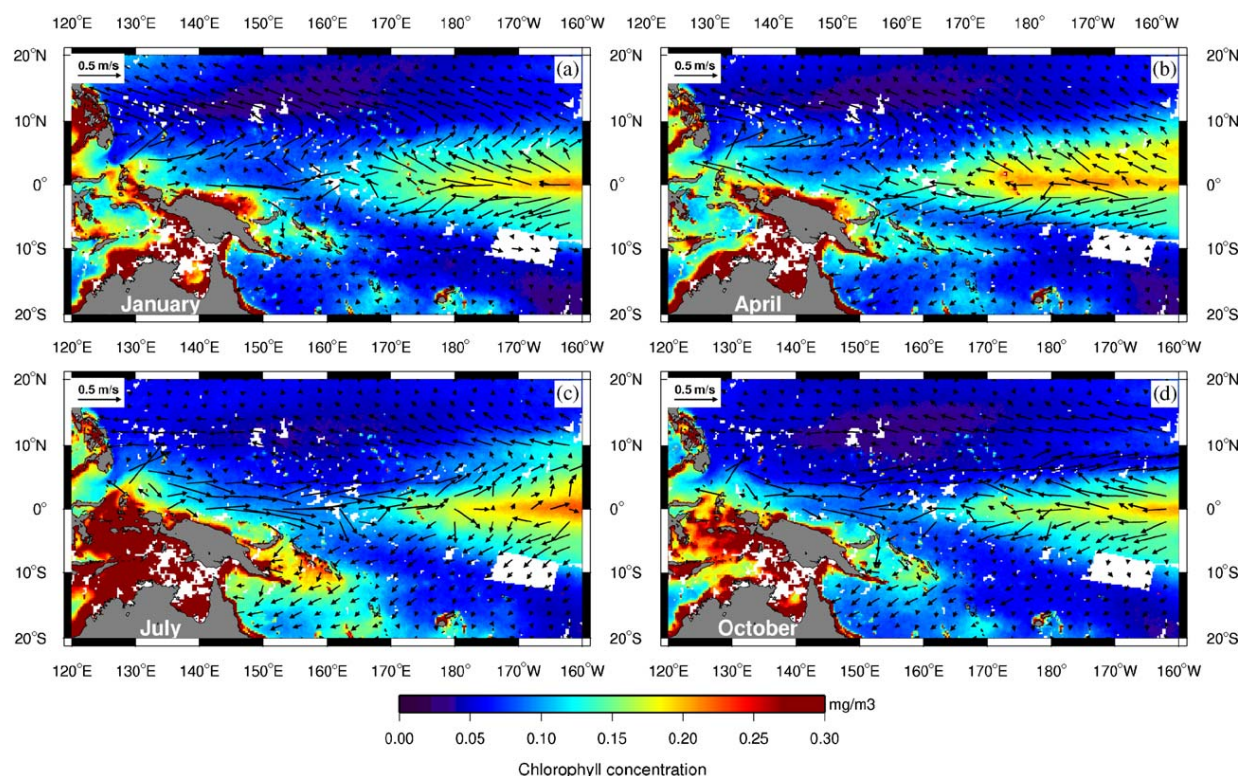


Fig. 2. Seasonal cycle of surface chlorophyll reconstructed from SeaWiFS full-resolution product (color scale). The seasonal cycle of surface currents calculated from the OSCAR product is superimposed (black arrows).

subtropical gyre reaches its southernmost extension (McClain et al., 2004). This rapid description shows that the seasonal variability of SeaWiFS chlorophyll appears to be strongly related to that of surface currents.

The seasonal cycle of the main tropical surface currents is in agreement with what is found in the literature (Reverdin et al., 1994; Donguy and Meyers, 1996; Johnson et al., 2002; Bonjean and Lagerloef, 2002; Chen and Qiu, 2004). North of 10°N, the westward north equatorial current (NEC) shows a weak maximum in boreal winter. To the south, the eastward NECC is maximum between October and January and minimum during boreal spring, except in its very western part, where it is strong from fall to spring. This seasonal phasing is consistent with that of NECC derived from expendable bathythermograph (XBT) data by Donguy and Meyers (1996) or modeled by Masumoto and Yamagata (1991). The weak eastward south equatorial countercurrent (SECC) around 10°S is maximum from January to April. The branch of westward SEC that flows between the NECC and SECC peaks during boreal winter

(>0.5 m s⁻¹), weakens or reverses to an eastward current from May to July, and accelerates again in summer. This seasonal reversal is timely with the one observed at the 170°W equatorial Tropical Atmosphere Ocean/Triangle Trans-Ocean buoy Network (TAO/TRITON) mooring (Yu and McPhaden, 1999), but its amplitude is higher. The seasonal cycle of surface chlorophyll and currents will be detailed for each of the three regional studies.

4. The oligotrophy-HNLC transition zone

4.1. Results

Variations of the cold tongue westward expansion along the equator are mainly interannual. In particular, chlorophyll-rich surface waters have been observed in the western equatorial Pacific basin during La Niña years, especially during the long-lasting La Niña period between 1999 and 2001 (Radenac and Rodier, 1996; Murakami et al., 2000; Radenac et al., 2001; Ryan et al., 2002; Le Borgne et al., 2002). Therefore, this westward extension of

the cold tongue may be specific to the period we study.

In this section, we focus on seasonal meridional displacements of chlorophyll-rich waters. To the north, the region of shift is situated between the countercurrent trough and the equatorial ridge, where the eastward NECC flows (Wyrtki, 1974), and its displacement is annual (Fig. 3a). The northernmost position (12°N) of the 0.1 mg m⁻³ chlorophyll isoline is reached in June, just before the NECC return (Fig. 3b). Two months later, the chlorophyll front suddenly shifts southward. The NECC reaches its maximum speed in October (>0.4 m s⁻¹), when the chlorophyll front gets closest to the equator (5°N–6°N). Then the NECC decreases and disappears in March, while the cold tongue shifts northward.

To the south, meridional displacements of chlorophyll-rich waters are more intricate, only 2° broad with a bimodal variation and a weaker amplitude (Fig. 3a). The front is located around 7°S–8°S in April–May and 10°S in austral winter. The equatorward retreat of the front is slower with two phases: a 1° retreat in October and another one in March. The SECC appears in September around 10°S (Fig. 3b) and is present along the southern boundary until February; then it shifts poleward in March. Its zonal velocity remains weak (<0.1 m s⁻¹).

In these regions of surface chlorophyll gradients, horizontal advection is a likely candidate to explain observed chlorophyll changes. More precisely, the chlorophyll itself cannot be advected because phytoplankton lifetime is too short (because of division and grazing), so it is rather advection of water masses and as such of phytoplankton growth-favorable conditions. In the following, we will refer to “advection of water masses characteristics favorable to phytoplankton growth” when speaking about “chlorophyll advection”. We assess the contribution of horizontal advection to the surface chlorophyll temporal variations ($\partial[\text{Chl}]/\partial t$) along the north and south boundaries, by calculating the zonal ($-u \cdot \partial[\text{Chl}]/\partial x$) and meridional ($-v \cdot \partial[\text{Chl}]/\partial y$) advection of chlorophyll in the N (170°W–160°W, 6°N–8°N) and S (170°W–160°W, 9°S–11°S) boxes (Fig. 4). Positive (negative) chlorophyll changes occur when mesotrophic waters spread poleward (equatorward).

In the N box (Fig. 4a), the seasonal horizontal advection of chlorophyll follows the general tendency of chlorophyll changes. Meridional advection drives the horizontal advection of chlorophyll-rich

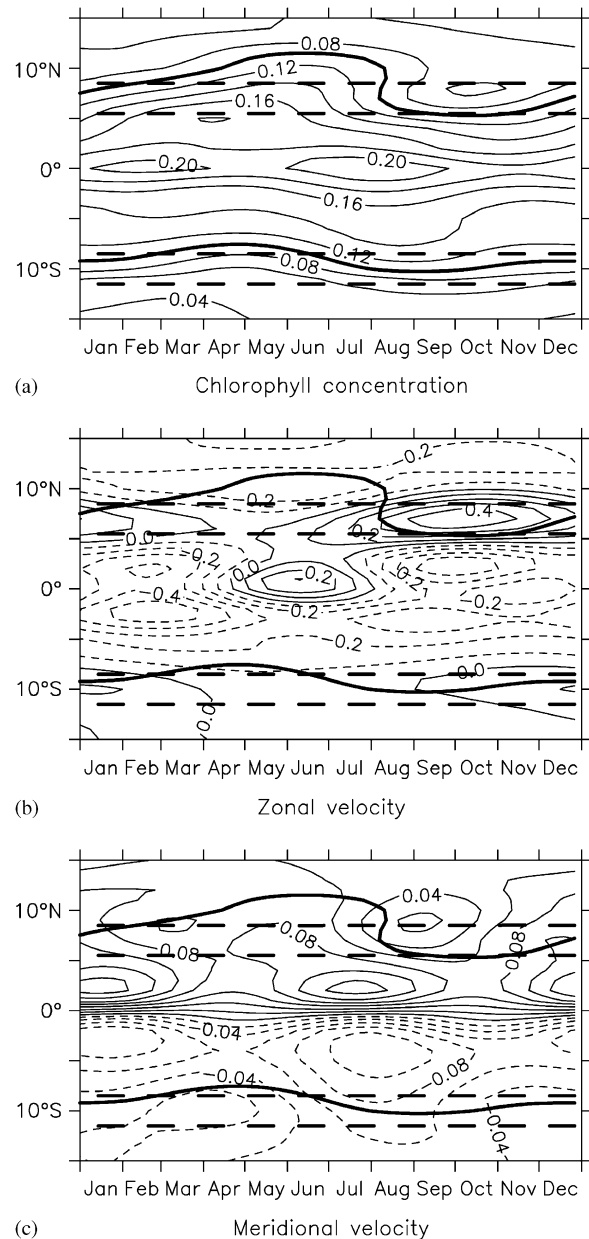


Fig. 3. Latitude-time diagrams of the seasonal cycle of surface chlorophyll concentration (mg m⁻³, a), surface zonal (b) and meridional (c) velocities (m s⁻¹) averaged in the 170°W–160°W band. The 0.1 mg m⁻³ isoline (dark line) represents the chlorophyll front between oligotrophic and mesotrophic waters. Contour interval is 0.1 m s⁻¹ and 0.02 m s⁻¹ for zonal and meridional velocity, respectively. The long-dashed lines delimit the N (170°W–160°W, 6°N–8°N) and S (170°W–160°W, 11°S–9°S) boxes.

waters from December to June, when the cold tongue spreads northward. Eastward advection of poor waters by the NECC is more important in

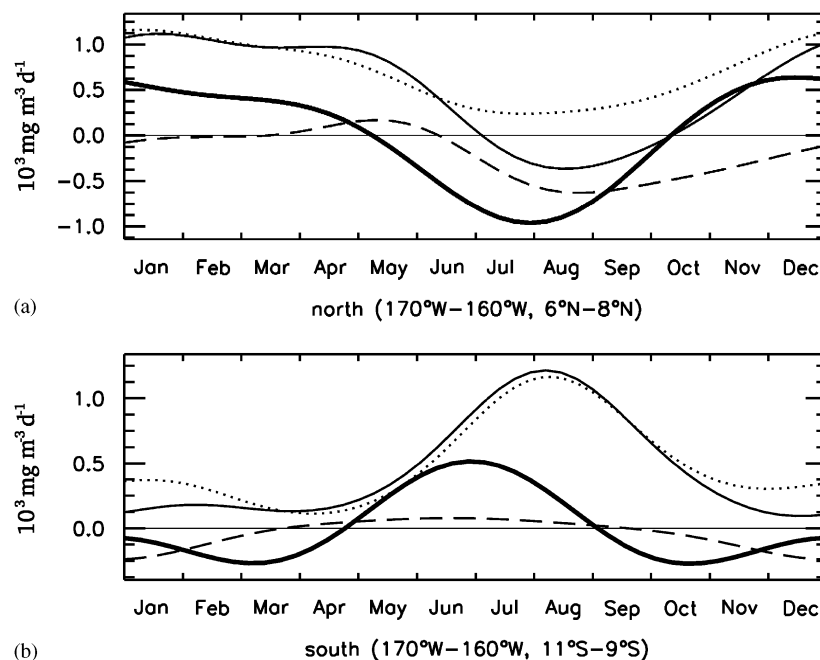


Fig. 4. Seasonal evolution of the SeaWiFS chlorophyll temporal changes (thick line), and horizontal (thin line), zonal (dashed lines) and meridional (dotted lines) advections ($10^3 \text{ mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$), for the N (170°W – 160°W , 6°N – 8°N ; a) and S (170°W – 160°W , 11°S – 9°S ; b) boxes.

July–November during the abrupt southward retreat of mesotrophic waters. In the S box (Fig. 4b), horizontal advection is essentially driven by meridional advection and presents a strong maximum in August. The contribution of zonal advection almost counterbalances that of meridional advection when the SECC transports chlorophyll-poor waters from the west between November and February.

4.2. Discussion

In N and S boxes, horizontal advection does not totally explain the local temporal changes of chlorophyll, although their evolutions are similar. In particular, horizontal advection lags chlorophyll changes, which are smaller than expected from horizontal advection. One reason for that discrepancy is the accuracy of the estimated surface currents. Along the northern boundary, the satellite-derived NECC is underestimated (Bonjean and Lagerloef, 2002), leading to an underestimation of the eastward advection of chlorophyll-poor waters during boreal fall and winter. Besides, poleward surface velocity is overestimated in both regions (see Bonjean and Lagerloef, 2002; their Figs. 3 and 4): a few cm s^{-1} in the 7°N – 9°N latitude band, and about 5 cm s^{-1} south of 5°S . Hence, another possible

explanation could be an overestimation of meridional advection. This is consistent with the fact that the difference between local chlorophyll changes and horizontal advection is higher in the south than in the north. A stronger NECC and smaller poleward advection would increase the eastward advection of chlorophyll-poor waters by countercurrents, and would contribute to bringing horizontal advection closer to chlorophyll changes. Another reason is that vertical and biological processes are not considered even though they definitely contribute to the chlorophyll budget.

This study highlights the roles of meridional and zonal advections. Ekman drift is the dominant component at these latitudes (Bonjean and Lagerloef, 2002; their Fig. 4). A schematic scenario of the mechanisms at work along the northern boundary of chlorophyll-rich waters would be as follows. The southernmost position of the oligotrophy/mesotrophy limit happens in October shortly after the minimum northward velocity (Fig. 3c) and is consistent with a minimum Ekman transport in boreal fall as found by Wyrski (1981). From November to March, northward advection of chlorophyll-rich waters from the equatorial region drives the chlorophyll increase. Until June, the same mechanism persists, lessened by vertical or

biological processes. Then a chlorophyll concentration drop starts in June and leads to a rapid southward shift of the oligotrophy/mesotrophy limit. It coincides with decreasing northward Ekman transport and the return of the NECC, which transports chlorophyll-poor waters from the west.

In the south, the limit is closest to the equator in April–May, when the southward component of the surface current is weak. Then, the Ekman drift increases during austral winter (as in Wyrski, 1981) and conveys chlorophyll-rich waters that reach their southernmost expansion in September. The northward retreat of the boundary starts in October, when the SECC appears and carries chlorophyll-poor waters from the west, and continues when the southward velocity diminishes in March–April.

5. The western NECC area

5.1. Results

Chlorophyll blooms in the far western part of the NECC have been observed several times with SeaWiFS imagery, especially from February to June 1998 and during spring 2003. Christian et al. (2004) described the 1998 bloom and associated its intensity with the 1997–1998 El Niño event. They also reported chlorophyll enrichments in this region during other SeaWiFS years. The seasonal cycle explains more than 35% of surface chlorophyll variability for the 1999–2004 period around 5°N–9°N, 135°E–160°E, where the NECC emerges and meanders (Fig. 1). However, to avoid a possible influence of the cold tongue in the eastern part of this region, we restrict our study to the nascent NECC meanders region (NECC box, 135°E–149°E, 5°N–9°N).

The complex circulation of this region is detailed in Lukas et al. (1991), Fine et al. (1994, their Fig. 1a), and Christian et al. (2004). It is characterized by the presence of a cyclonic circulation, the Mindanao Dome (Masumoto and Yamagata, 1991), constituted of the westward NEC, southward Mindanao Current, eastward NECC, and a northward recirculation into the NEC. The NECC is also fed from the south by the shallow New Guinea Coastal Current (NGCC) and possibly by the subsurface New Guinea Coastal Undercurrent (NGCUC).

In the far western Pacific, the seasonal variations of the NECC closely follow that of the Mindanao Dome, which develops in late fall, strengthens in winter, and decays in late spring (Fig. 2; note that

the Mindanao Current is out of the OSCAR domain so we only see the eastern part of the Mindanao Dome). The NECC surface velocity is strong from late fall through spring and weak during boreal summer. These results are in agreement with direct current measurements (Kashino et al., 1999), model results (Masumoto and Yamagata, 1991), analytical study (Arruda and Nof, 2003) and geostrophic computation (Donguy and Meyers, 1996). The NECC meanders are visible in OSCAR data and also in the reconstructed seasonal cycle of surface currents in winter and spring (Fig. 5). However, their intensity is lesser in the reconstructed seasonal cycle than in surface current raw data because the extraction of seasonal components tends to smooth patterns. In ocean color images as well as in the reconstructed seasonal cycle (Fig. 5), NECC meanders appear as a high-chlorophyll ribbon (Christian et al., 2004), south of the very oligotrophic waters of the Mindanao Dome. In the reconstructed year, chlorophyll meanders appear at the end of the year, reach their greater extent in early spring and vanish in summer (Fig. 2).

Highest seasonal chlorophyll concentrations (0.09 mg m^{-3} ; Fig. 6a) are associated with high NECC velocity (0.35 m s^{-1} ; Fig. 6c) and low SST (28.8°C ; Fig. 6b). The seasonal cycle of wind stress curl (Fig. 6d), in agreement with the climatological field (Qiu and Lukas, 1996), precedes that of surface chlorophyll concentration by about 1 month. This phasing is consistent with a regional uplift of cold and nutrient-rich waters in boreal winter and a deepening of the thermocline and nutrient pool in summer and fall. Yet, it does not explain the confinement of high-chlorophyll waters to the NECC meanders.

5.2. Discussion

Christian et al. (2004) reviewed three processes that could contribute to the chlorophyll enrichment in the NECC meanders in 1998: local upwelling associated with current meandering, presence of nutrient-rich waters south of the NECC in the NGCUC, and advection of phytoplankton from the west. On a seasonal scale, these mechanisms remain suitable.

The upper part of the NGCUC carries the high-salinity South Pacific tropical waters (SPTW) with relatively high nutrient concentrations. Their northern limit matches the NECC axis (Kashino et al., 1996), and these authors propose that the NGCUC

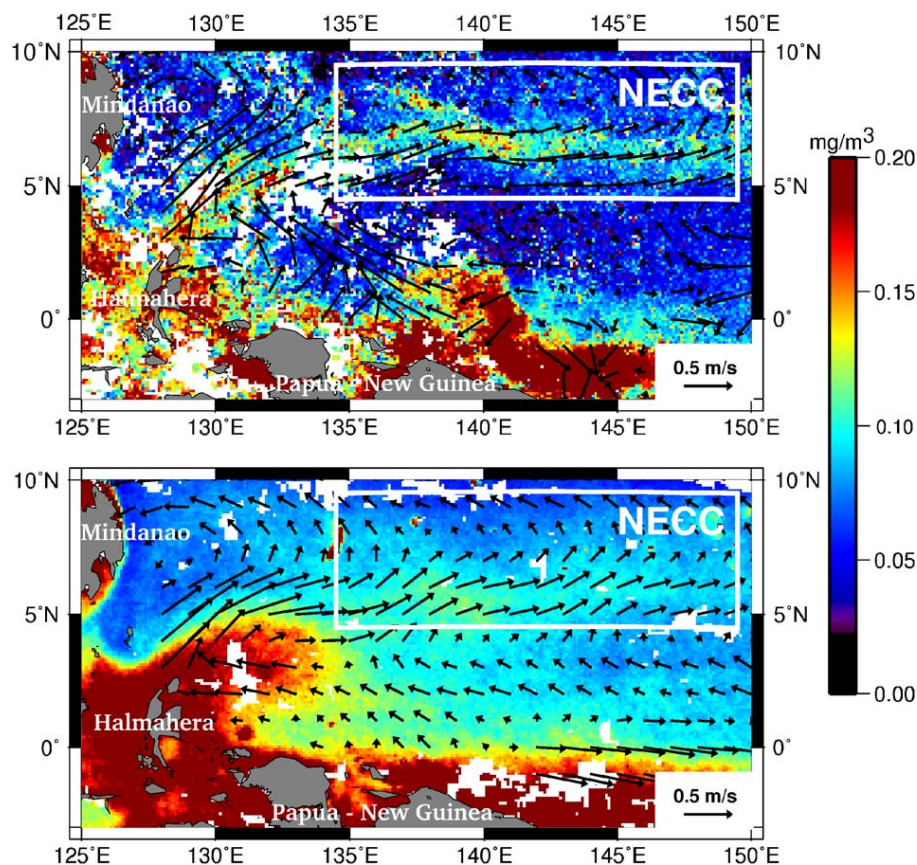


Fig. 5. SeaWiFS full-resolution chlorophyll data, 10–17 February: from year 2000 data (a) and from the seasonal cycle (b). The surface currents are superimposed (black arrows). The white box delimits the NECC region (135°E–149°E, 5°N–9°N) where calculations are made.

is linked to the NECC. Such a pathway is confirmed by the Christian et al. (2004) model, which simulates a westward NGCUC transport in winter, and is consistent with the results of Ueki et al. (2003), who estimate a maximum northwestward transport in fall. Iron concentration in the NGCUC is relatively high and increases as the current flows northwestward along the coast of New Guinea (Mackey et al., 2002). Part of this water may transport iron as well as other nutrients to the NECC region. Therefore, the NGCUC possibly feeds the southern part of the NECC and strengthens the meridional front between nutrient-rich SPTW and nutrient-poor waters to the north.

The regional thermocline and nutrient pool are shallow in boreal winter because of the upwelling-favorable wind stress curl. Wang et al. (2000) mention an annual rise of the thermocline of more than 20 m in this region, with the shallowest depth in December–January. At that time, the NECC strengthens, and local upwelling associated with the

meanders would be more efficient. Convergence and divergence alternate alongstream meanders (Bower, 1989; Flierl and Davies, 1993; Yoshimori, 1994). Upwelling on the anticyclonic side of meanders (Bower, 1989) would increase the biological production. Enrichment along the northward branch of meanders, as expected from the theory, is not clearly visible in satellite-derived chlorophyll images because of local horizontal advection, biological growth and loss processes. Nevertheless, along-stream discontinuity of chlorophyll in SeaWiFS images (Fig. 5a) suggests that local upwelling contributes to the formation and persistence of chlorophyll meanders. The study of water-leaving radiances at 412 nm (Christian et al., 2004; their Fig. 2) confirms that local upwelling effectively occurred, at least during the 1998 bloom. However, local upwelling alone cannot explain everything, especially remarkably high chlorophyll concentrations observed during the 1998 bloom. If the only involved mechanism was local upwelling, this could

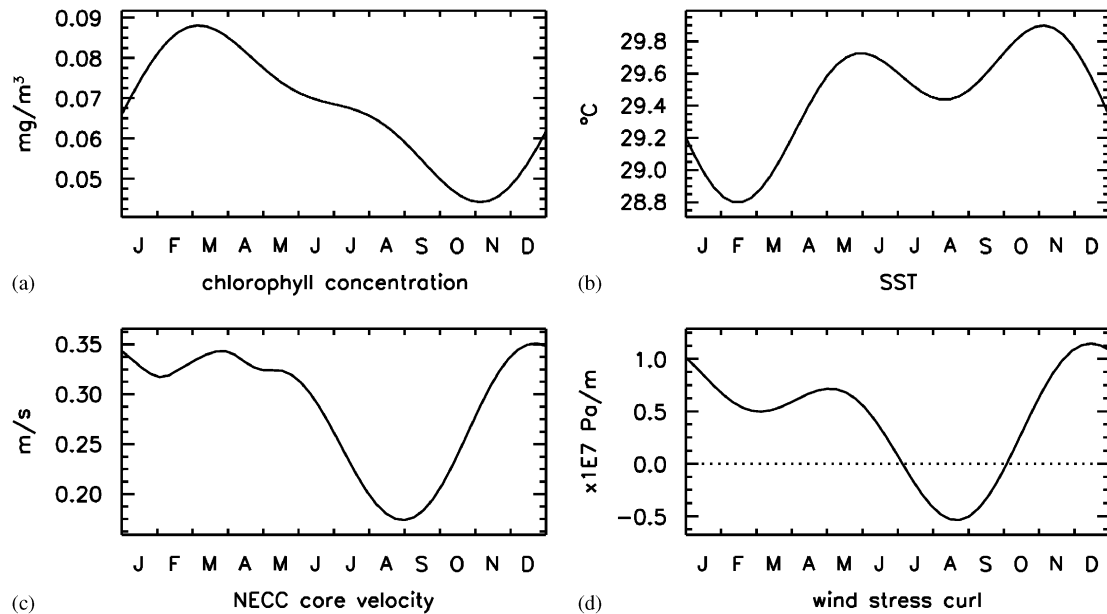


Fig. 6. Mean seasonal variations in the NECC box (135°E – 149°E , 5°N – 9°N) of: (a) chlorophyll concentration; (b) SST; (c) NECC core velocity defined for each longitude as $\max(u)$; and (d) wind stress curl.

be due: (1) to a stronger upwelling because of increased NECC speed, which did not seem to occur at the beginning of 1998 (Fig. 7b); (2) to a more efficient upwelling because of a shallow nutricline, but to a lesser extent, the nutricline is shallow during the 2002–03 El Niño too, whereas the bloom is not much stronger than usual (Fig. 7a).

Another possible explanation is horizontal advection of phytoplankton from the west. Several SeaWiFS images show northward intrusion of chlorophyll-rich waters from the Molucca Strait or from the Halmahera Sea, and at the seasonal scale they seem to originate from a region between Mindanao and Halmahera. This is in agreement with an overall northward transport simulated by Wannasingha et al. (2003) in the Molucca Strait and highly variable transport from the Halmahera Sea. In this region, chlorophyll concentrations are almost always higher than 0.1 mg m^{-3} . So, northward and eastward advection of phytoplankton-rich waters may contribute to the generation of the chlorophyll enrichment in the NECC, just as lateral advection of cold water from the west cools this region in winter (Masumoto and Yamagata, 1991). Study of single events supports this hypothesis: for instance, two peaks of high chlorophyll concentration ($>0.35 \text{ mg m}^{-3}$ on average) occurred near Halmahera, on January 25 and March 3, 1998

(not shown). Two weeks later, similar peaks were observed in the NECC box (Fig. 7a). Timing of the bloom propagation as seen in SeaWiFS images (around 2 – 3° per week, not shown) is consistent with the speed of the NECC core (around 0.35 m s^{-1} i.e. 210 km per week) at that time. More generally, when the averaged chlorophyll concentration near Halmahera exceeds 0.3 mg m^{-3} (Fig. 7, dots), a chlorophyll peak is observed in the NECC box. Christian et al. (2004) did not retain the advection hypothesis, because of local chlorophyll maxima in the NECC meanders and because a monotonic decrease is expected in case of horizontal advection. Horizontal advection cannot explain alone the whole chlorophyll ribbon, which is around 2000 km long: at a surface velocity of 0.4 m s^{-1} , the transport time scale is about 60 days. So at a loss rate of 0.05 d^{-1} , if the initial concentration is 1 mg m^{-3} , no chlorophyll remains in the NECC after 20 days, which means that local upwelling is necessary to sustain the chlorophyll ribbon.

Nevertheless, eastward advection of chlorophyll-rich waters probably contributes to the generation of the NECC enrichment, acts as a “background process” during its existence, and finally drives the chlorophyll decrease. Local meander-induced upwelling is efficient to sustain the high chlorophyll pattern because the nutrient pool is shallow and

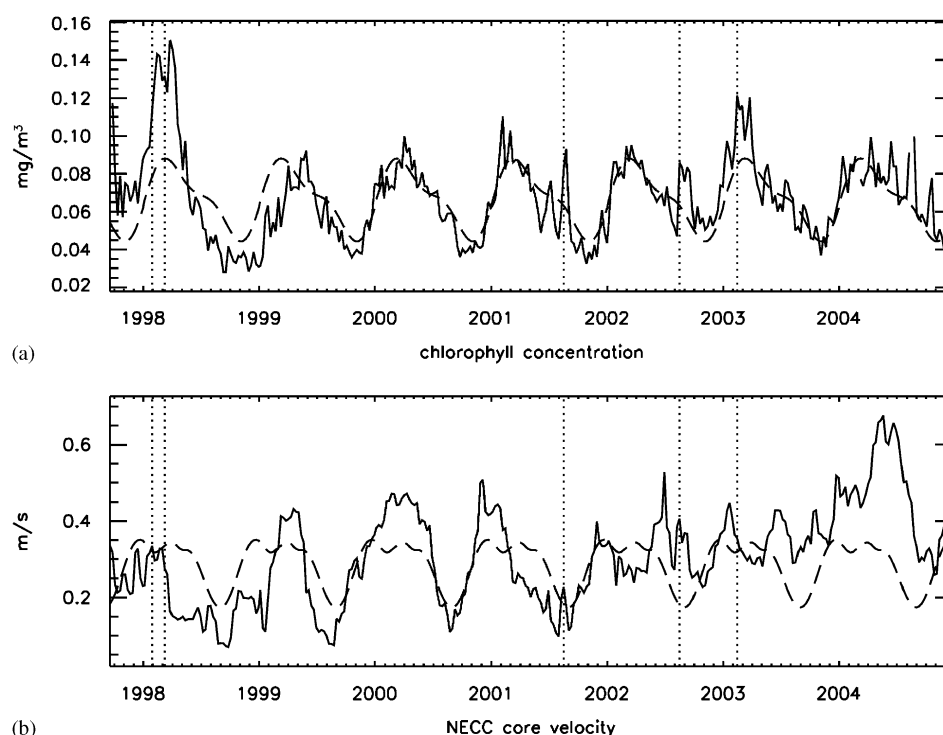


Fig. 7. In the NECC box (135°E – 149°E , 5°N – 9°N): (a) time series of chlorophyll concentration, and (b) NECC core velocity defined for each longitude as $\max(u)$. Dotted lines indicate the occurrence of high chlorophyll concentration ($>0.3 \text{ mg m}^{-3}$) north of Halmahera Island.

enriched by a high transport of macro- and micro-nutrients from the NGCUC at that time of the year. These seasonal variations can then be modulated by interannual influence such as El Niño events or high chlorophyll concentrations upstream.

6. The Solomon Islands and North Coral Sea zone

6.1. Results

The seasonal cycle represents more than 45% of the surface chlorophyll variance in a large area spanning the southern Solomon and northern Coral Seas (Fig. 1). This region, enclosed between Australia and Papua New Guinea coasts to the west, and an arc of islands to the east, is under the combined influences of monsoon and trade winds. Southeasterly trade winds that dominate the seasonal cycle are strongest during austral winter. At that time, the wind stress curl is strongly negative (upwelling favorable) over the Solomon Archipelago and much less upwelling favorable in the Coral Sea (Kessler and Taft, 1987). The surface large-scale

current is southwestward (Fig. 2). At the beginning of austral summer, the warm pool reaches its southernmost extension (Wyrtki, 1989), and strong precipitation occurs during the 3 months of north-west monsoon (Vincent, 1994). Trade winds are replaced by northwest winds. A band of strong cyclonic wind stress curl extends eastward from the Gulf of Papua while it is weakly negative close to the Solomon Islands (Kessler and Taft, 1987).

Surface chlorophyll concentration increases between May and September in the region spanning the southern Solomon and northern Coral Seas (Fig. 2). We consider separately three sub-regions (Fig. 8): the region southwest of the Solomon Islands (SW box: 156°E – 158°E , 11°S – 9°S), the North Coral Sea (NCS box: 152°E – 161°E , 15°S – 12°S), and the Gulf of Papua (GP box: 146°E – 149°E , 14°S – 12°S). Although seasonal cycles of surface chlorophyll are in phase, different processes are involved to explain them.

Highest chlorophyll concentrations are observed southwest of Solomon Archipelago in austral winter (Fig. 8). In the following, the region southwest of

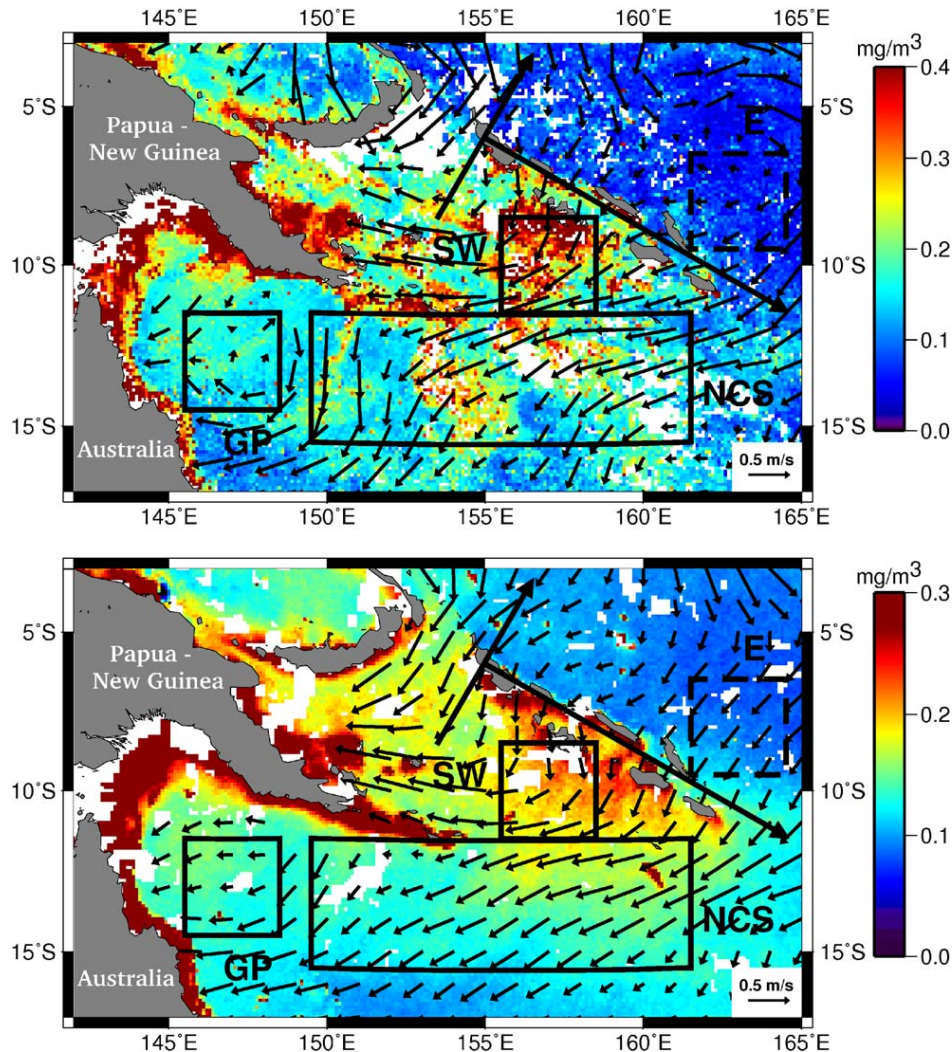


Fig. 8. SeaWiFS full-resolution data, 4–11 August: from year 2000 data (a) and from the seasonal cycle (b). The surface currents are superimposed (black arrows). Note that color bars are different. The black boxes delimit the regions where calculations are made: E box (162°E – 164°E , 9°S – 7°S), SW box (156°E – 158°E , 11°S – 9°S), NCS box (152°E – 161°E , 15°S – 12°S), and GP box (146°E – 149°E , 14°S – 12°S). Thick black arrows represent the main direction of the islands and its perpendicular, to which we refer as parallel (\parallel) and perpendicular (\perp) axis in the text.

the islands (SW box) is compared to that east of the islands (E box, 162°E – 164°E , 9°S – 7°S), where the seasonal component of surface chlorophyll variability is weak (Fig. 1). Note that at the time of SW enrichment, conditions in E box are representative of the entire upstream zone (Fig. 8). Southwest of the islands, chlorophyll is at a background value of 0.10 mg m^{-3} during austral summer and reaches 0.20 mg m^{-3} in winter (Fig. 9a), whereas no noticeable seasonal enrichment is observed in E box. Seasonal cycles of chlorophyll are almost out of

phase southwest and east of the islands. SLA is minimum in August and maximum in April–May in both boxes (Fig. 9d), and the amplitude of the seasonal signal reaches about 13 cm. Southeasterly trade winds are strongest in July–August (Fig. 9c), driving strong offshore Ekman transport southwest of the islands at the time of the chlorophyll maximum, while it inhibits upwelling on the northern side of the islands. The seasonal chlorophyll maximum southwest of the islands occurs in July–August, when the perpendicular component

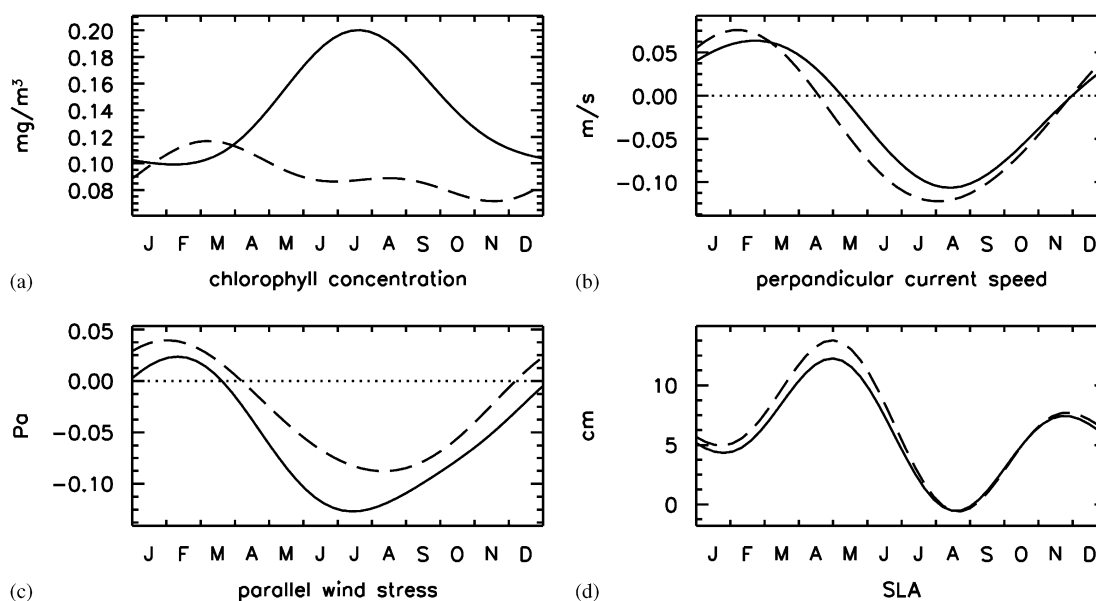


Fig. 9. Mean seasonal values in the E (162°E – 164°E , 9°S – 7°S , dashed line) and SW (156°E – 158°E , 11°S – 9°S , solid line) boxes of: chlorophyll concentration (a), perpendicular surface current speed (b), parallel wind stress (c) and SLA (d).

of the surface current (u_\perp) flows southwestward (Fig. 9b), almost exactly when the perpendicular incident current (u_\perp in E box) is the strongest. Note that the highest incident current speed ($||\vec{u}_\perp + \vec{u}_\parallel||$; Fig. 2) is reached in austral summer (near 0.16 m s^{-1} eastward in the SW box), whereas it remains weaker in austral winter (near 0.12 m s^{-1} southwestward in the E box). This point will be discussed further in Section 6.2.3.

Therefore, the seasonal chlorophyll enrichment observed southwest of the Solomon Islands could be the result of a wind-driven coastal upwelling amplified by an “island mass effect” (after Doty and Ogury, 1956), defined as an increase of chlorophyll concentration and phytoplankton productivity downstream of an oceanic island. This well-documented phenomenon was observed and studied in the wake of several islands such as Hawaii (Doty and Ogury, 1956; Flament, 1994), Gran Canaria (Aristegui et al., 1997; Barton et al., 2000), the Marquesas Islands (Signorini et al., 1999), and the Galapagos Archipelago (Palacios, 2002). The possible occurrence of an island mass effect in this region is discussed below.

In the NCS, strongest values are reached in winter (0.15 mg m^{-3}), whereas very oligotrophic values are observed in February–March (less than 0.07 mg m^{-3}) (Figs. 2, 8). This region has strong

oligotrophic characteristics (Furnas and Mitchell, 1996), and surface chlorophyll increase can be the result of horizontal advection. In the NCS box and between the Solomon Archipelago and Vanuatu, we obtain the highest correlation (higher than 0.4 locally) between horizontal advection and temporal changes of chlorophyll concentration for the 1999–2004 period (not shown), whereas no correlation exists in the SW box. From March to August, meridional advection (Fig. 10b) explains the chlorophyll increase observed in the North Coral Sea (Fig. 10a): surface currents north of the NCS box gradually rotate from eastward to southwestward and advect chlorophyll-rich waters from the enriched area south of the Solomon Islands. Then southward advection of chlorophyll-rich waters weakens (Fig. 10b), and the chlorophyll decrease in the NCS box may be the result of biological loss processes.

The surface chlorophyll seasonal cycle in the Gulf of Papua leads that in the North Coral Sea by 1 month (not shown): highest values (0.15 mg m^{-3}) are reached in austral winter, whereas spring–summer values remain lower than 0.08 mg m^{-3} . This seasonal phasing is consistent with cruise measurements presented by Furnas and Mitchell (1996), who also show a 20 m deepening of the nutricline from austral winter to spring. In this

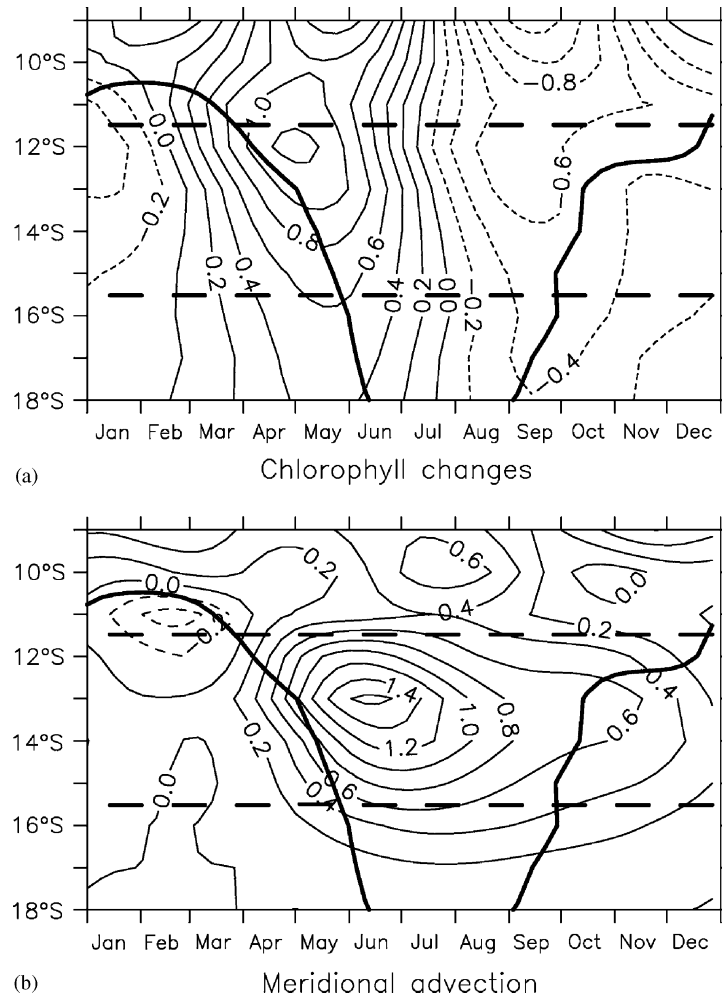


Fig. 10. Latitude-time diagrams along 157°E of the seasonal temporal variations (a), and surface meridional advection (b). Unit is $10^3 \text{ mg m}^{-3} \text{ d}^{-1}$. The 0.1 mg m^{-3} isoline (thick line) delimits the southern edge of the bloom. The long-dashed lines delimit the SW (11°S – 9°S) and NCS (15°S – 12°S) boxes.

region, in a two-layer system, the ratio between thermocline depth variation and SLA is about 200 (Rébert et al., 1985): a 20 m thermocline deepening would represent a 10 cm SLA rise. Although weaker (6 cm increase between August and December), the seasonal SLA signal is consistent with Furnas and Mitchell (1996) cruise measurements. The nutricline remains deep all year long, between 80 m and 100 m (Furnas and Mitchell, 1996), but while it matches the mixed layer depth in austral winter, it is 20 m deeper in austral summer. One reason could be strong summer stratification because of intense precipitation (Vincent, 1994; Yuan and Miller, 2002). The Gulf of Papua is characterized by a cyclonic circulation (Andrews and Clegg, 1989),

with a maximum surface signature from April to August as calculated from surface current vorticity (not shown, see also Fig. 8). Therefore, surface chlorophyll is maximum in austral winter when the subsurface nutrient pool is shallowest (minimum SLA) and the cyclonic circulation is strongest (minimum current vorticity): high-surface chlorophyll values would be the result of favorable eddy pumping (McGillicuddy et al., 1998) and vertical mixing. In summer, these vertical processes become inefficient because of the cyclonic circulation weakening and nutrient pool deepening. SeaWiFS images sometimes show chlorophyll-rich filaments originating from Australia and New Guinea coasts and feeding the bloom in the Gulf of Papua in austral

winter. So horizontal advection of phytoplankton-rich or turbid waters from the coast probably enhances the chlorophyll signal (caution is required because turbid waters may induce artefacts in the SeaWiFS signal).

6.2. Discussion

Processes that drive the evolution of ocean color signal in the Gulf of Papua seem to be local and disconnected from those that prevail in the south Solomon Sea, whereas chlorophyll concentration in the North Coral Sea is seasonally influenced by the evolution of chlorophyll northward. Thus, here we focus on the possible mechanisms at work south of the Solomon Islands (SW box).

We attribute chlorophyll seasonal enrichments in the wake of Solomon Islands to a wind-driven upwelling and to an island mass effect, characterized by chlorophyll increase downstream of oceanic islands. In the case of isolated, deep ocean islands, several mechanisms can drive an island mass effect. The main ones are: (1) nutrient input from land drainage (Dandonneau and Charpy, 1985; Signorini et al., 1999); and (2) nutrient pumping and vertical uplifting of the deep chlorophyll maximum by lee cyclonic eddies, which are formed by flow disturbance or Ekman pumping (Heywood et al., 1990, 1996; Aristegui et al., 1997; Coutis and Middleton, 1999, 2002). The nature and strength of these eddies depend in turn on several factors, such as incident current speed, latitude and coastal geometry (Coutis and Middleton, 2002).

6.2.1. Context

The Solomon Islands Archipelago consists of a double chain of volcanic islands, mostly mountainous. The six main islands extend up to a length of about 200 km. Land drops steeply down into the sea, deeper than 4000 m southwest of the islands, whereas channels between the islands are often less than 100 m deep. The surface layer of the Coral Sea is nutrient-depleted (Mackey et al., 1987; Moutin et al., 2005). The lack of data prevents us from assessing the importance of land drainage in winter chlorophyll increase. However, island runoff is likely to occur in the Solomon Archipelago and to fertilize neighboring waters, mostly during strong precipitation of summer monsoon (Vincent, 1994; Yuan and Miller, 2002). Natural resources of Solomon Islands include phosphate (US Central Intelligence Agency, 2005), which is the major

limiting nutrient in this region for *Trichodesmium* (Moutin et al., 2005). These nitrogen-fixing cyanobacteria contribute to the SeaWiFS chlorophyll concentration (Dupouy et al., 2000). *Trichodesmium* blooms occur during summer in stratified water (Moutin et al., 2005) coinciding with the supposed strongest land drainage. Dupouy et al. (2004) attributed the SeaWiFS chlorophyll winter bloom south of 5°S to seasonal cooling and claimed that even if *Trichodesmium* is present all year long in this region, it peaks only in austral summer. As such, *Trichodesmium* is not responsible for the seasonal chlorophyll increase we observe, so probably very little phosphate is brought to the sea in austral winter, and we assume that island runoff is a minor contributor to the island-mass effect.

In the following, we assess the possibility of upwelling in lee eddies. In order to evaluate the effect of variation of the background rotation, Boyer and Davies (1982) introduced the dimensionless parameter:

$$\beta = \frac{\beta_0 L^2}{U}$$

where $\beta_0 = 2\Omega(\cos \Phi_0)/R_E$ is the local change in the Coriolis parameter (R_E and Ω are the radius and rotation rate of the earth, respectively, and Φ_0 the reference latitude), L is the characteristic dimension of an island, and U is the incident current speed. Local variations of the Coriolis parameter can be neglected (f -plane studies) if $\beta \ll 1$. Otherwise, the β -effect enhances flow separation and increases the extent of the eddy region downstream of the obstacle in the case of westward flow; whereas it induces opposite consequences for eastward flows. So the corresponding impact on primary production is supposed to be stronger in the case of β -plane westward flows. Major enrichments are observed in the wake of New Georgia situated at 8.5°S, near the northern boundary of the SW box (Fig. 8). Its length is about 200 km and the incident speed varies between 0.06 and 0.16 m s⁻¹ at the seasonal scale, so β ranges between 5.7 and 15.1. Essentially because of the size of the island, the β -effect is important. So, during the westward flow period (austral winter), chlorophyll increase downstream of the island is expected to be greater than calculated from the f -plane theory.

6.2.2. The upwelling mechanisms

Laboratory studies for non-rotating flows have shown that characteristics of the wake past an

obstacle can be predicted from the Reynolds number (Batchelor, 1967), $Re = UL/\nu$ (ν is the horizontal eddy viscosity), which stresses the importance of non-linearity relative to friction. In rotating cases, the numerical study of the island of Aldabra (Heywood et al., 1996) shows that wake regimes downstream of low-latitude islands can be determined according to the same thresholds. For $\nu = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Heywood et al., 1990, 1996; Aristegui et al., 1997) and $U = 0.1 \text{ m s}^{-1}$ (seasonal incident speed in July), $Re = 200$, higher than the threshold value of 70, which is about the boundary for eddy shedding in the case of “thick” islands such as New Georgia (Heywood et al., 1996). So, a von Karman vortex street of eddies is expected to occur downstream of each major island of the archipelago. This effect should be enhanced by the β -effect since the zonal incident flow is westward (Boyer and Davies, 1982). Because cyclonic vortices are enhanced compared to anticyclonic ones on a rotating Earth (Boyer and Davies, 1982; Heywood et al., 1996), strong upwelling is expected in lee eddies formed by the flow disturbance. Note that the resolution of the OSCAR product is too low to resolve such eddies, and also that since the archipelago is constituted of several islands, there may be interactions between the different island mass effects that we cannot predict from the theory. However, these possible interactions are beyond the scope of this paper and are not discussed here.

In austral winter, strong southeasterly wind stress, parallel to the islands, induce an offshore Ekman transport southwest of the islands. This transport can be calculated as $M = \tau_{\parallel}/(\rho f)$ where τ_{\parallel} is the parallel wind stress (0.12 Pa in austral winter on a seasonal basis) and ρ the density of sea water; we obtain $M = 5.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. If this whole transport comes from deep waters that are brought upward, the corresponding vertical velocity can be calculated as $w_{\tau} = M/r_o$, where r_o is a Rossby radius (Allen, 1973). In this region, the 100 km Rossby radius (Chelton et al., 1998) yields a vertical velocity $w_{\tau} = 5.4 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ (4.7 m day^{-1}) which is to compare with typical upwelling velocities, around 10^{-4} m s^{-1} (8.6 m day^{-1}) along the west coast of North America (Pickett and Paduan, 2003). On a seasonal basis, the Ekman pumping velocity ($w_E = (\text{curl } \tau)/(\rho f)$) is $5.9 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (0.51 m day^{-1}) in austral winter. Upwelling due to Ekman pumping is one order of magnitude smaller than wind-driven upwelling. Note that this estimation of vertical velocity due to wind-driven upwelling represents an

upper limit. Since the Solomon Archipelago is not a continuous coast, horizontal transport through channels may contribute to the wind-driven offshore transport. However, channels between the islands of the eastern chain are less than 100 m deep, whereas surface currents are more than 300 m deep (Mackey et al., 1997). Since the archipelago presents a barrier to surface currents, we can suppose that a large part of the offshore transport comes from upwelling of deep waters.

Other mechanisms may also contribute to chlorophyll enrichments. A careful examination of some SeaWiFS weekly images (e.g. July–August 2000) reveals high chlorophyll concentrations not only in the wake of the major islands, but also between them, and especially downstream of New Georgia, itself constituted by smaller islands separated by shallow channels. Since these channels are very shallow compared to the ocean bottom, vertical flow separation and current acceleration occur between the islands, driving a positive vertical velocity and upwelling downstream of the channels. This would be almost the same mechanism as studied by Hasegawa et al. (2004) about horizontal and vertical flow separation on a shallow sea bed surrounding an island. Finally, in the case of high islands such as the Solomon Archipelago, mountains present obstacles to the trade winds. Wind shear on the flanks of Hawaii (e.g. Flament, 1994) and Gran Canaria (Aristegui et al., 1997; Barton et al., 2000) produces, or at least enhances, oceanic eddies because of perturbation of the wind stress and wind stress curl. In the case of the Solomon Archipelago, trade winds are parallel to the islands' axis when chlorophyll enrichment takes place. So, the consequences of such a mechanism are unclear and are not investigated here.

6.2.3. Island mass effect at the seasonal scale

Upwelling occurs downstream of Solomon Islands in austral winter, mainly as a combination of upwelling in lee cyclonic eddies formed by the flow disturbance and wind-driven upwelling. The 13-cm amplitude of the SLA seasonal signal (Fig. 8b) represents a 26-m uplift of the thermocline, following Rébert et al. (1985). This uplift probably combines the effects of coastal upwelling driven by southeasterly trade winds, of the “dynamic uplift” downstream of the islands (Heywood et al., 1990), and of the doming of the thermocline in cyclonic vortices. Estimates of seasonal variations of the thermocline depth are consistent with cruise

measurements of the nitracline depth situated around 40 m in July and 70 m in October–November near 10°S (Mackey et al., 1997). In this oligotrophic system, the deep chlorophyll maximum observed between 50 and 80 m is close to the nitracline depth (Dandonneau, 1979; Furnas and Mitchell, 1996). So, in austral winter when the SLA is the lowest (Fig. 9d), nutrients are close to the surface. An efficient upwelling can bring nutrients to the euphotic zone and drive chlorophyll enhancement. Vertical uplift of the deep chlorophyll maximum is also supposed to occur (Aristegui et al., 1997), but the lack of vertical data prevents us from verifying this hypothesis.

We could wonder why chlorophyll increase occurs southwest of the islands in austral winter, when the currents are southwestward (hereafter the winter case), whereas in austral summer stronger eastward currents generate sporadic events but no seasonal enrichment (hereafter the summer case). Actually, the nutrient pool is deeper (Fig. 8d) and the parallel wind stress is weaker in summer (Fig. 8c), so wind-driven upwelling is much less efficient than in winter. Concerning the island mass effect, in winter the incident flow comes from the open ocean and is roughly perpendicular to the archipelago main axis; its maximum seasonal speed is 0.1 m s^{-1} (Fig. 9b). During the rest of the year, the incident flow comes from the other side of the islands and is embedded in a complex circulation caused by the coastal geometry of Papua New Guinea and the Solomon Islands. In summer, the surface current is almost parallel to the islands in the northern half of the archipelago (Fig. 2) and bifurcates eastward in the southern part: even if the incident current speed reaches 0.16 m s^{-1} , the perpendicular component is only about 0.06 m s^{-1} (Fig. 9b), so weaker eddies are expected in summer. Moreover, in the case of weak incident currents, the capability of the wake to keep its biomass increases when the surface current speed decreases (Coutis and Middleton, 2002), which means that phytoplankton immediately downstream is more likely to be trapped close to the island in austral winter when the surface current is weaker for a sufficiently long time to respond to the increased availability of nutrients (Coutis and Middleton, 1999). Finally, since eastward flow is less favorable for eddy formation past an obstacle than westward flow (β -effect, Boyer and Davies, 1982), less efficient eddy formation is expected in the summer case.

7. Summary and conclusions

In this paper, we focused on the seasonal cycle of surface chlorophyll in the western tropical Pacific region. Three zones present seasonal variations that account for more than 30% of the 1999–2004 chlorophyll variability: the meridional boundaries of the cold tongue, the western NECC meanders, and the region southwest of the Solomon Islands. In these three areas, the seasonal variability of surface currents appears as a common key factor to explain seasonal evolutions of surface chlorophyll concentration, through horizontal advection, and local upwelling caused primarily by current meandering, cyclonic circulation, wind, or flow disturbance by oceanic islands.

The meridional displacements of the north and south boundaries of the cold tongue can be explained in terms of horizontal advection, linked to the seasonal cycle of the north and south equatorial countercurrents, and of the Ekman transport. Main mechanisms are poleward advection of chlorophyll-rich waters from the equator and eastward advection of chlorophyll-poor waters by the NECC in fall along the northern edge.

In the nascent NECC area, the wind stress curl becomes upwelling-favorable in October and intensifies in boreal winter. At that time, the thermocline is shallow, macro- and micro-nutrient inputs from the NGCUC increase, and the NECC speed is high. So, both horizontal advection and local upwelling associated with current meandering become more efficient and are plausible explanations for the seasonal chlorophyll increase in the NECC meanders.

Southwest of the Solomon Archipelago, chlorophyll concentrations increase in austral winter when the perpendicular component of surface currents and the parallel component of wind stress are strongest. This seasonal enrichment is attributable to an island mass effect (upwelling in cyclonic eddies formed by the flow disturbance) and to a wind-driven upwelling (offshore Ekman transport). In the North Coral Sea, horizontal advection from the Solomon area leads to a seasonal chlorophyll increase, while the cyclonic circulation present at the same time in the Gulf of Papua is responsible for the enrichment observed in the western part of the basin.

For this study, we used satellite data and a satellite-derived current product, which are valuable tools in a region where observations are scarce. We

should nevertheless keep in mind that chlorophyll as seen by ocean color sensors is only a proxy for phytoplankton biomass, since organic materials and other particles can also contribute to this signal. But despite this restriction, ocean color sensors give the best opportunity to study variations of surface chlorophyll on a wide range of spatial and temporal scales, as compared with coupled physical–biogeochemical models, which show some limitations in this very complex region, and with in situ data that remain localized in both time and space. Ocean color-based studies should also help to determine regions of interest, which require to be investigated through an integrated approach coupling multi-sensor satellite and in situ data with modeling systems.

This satellite study highlights the diversity of the chlorophyll response to physical forcing at the seasonal time scale and in different biological ecosystems. The warm pool, often considered as oligotrophic, exhibits a surface chlorophyll variability that is captured by SeaWiFS. At the seasonal time scale, chlorophyll variability is driven by the physical forcing at first order. SeaWiFS time series are too short to assess the dominant interannual variability except by focusing on specific case studies. As the ocean color time series grow longer, we should have better estimations of chlorophyll variability, from intraseasonal (largely modulated on an interannual time-scale) to interannual. The western tropical Pacific is a very complex region but offers rich possibilities to investigate the influence of a wide range of physical processes on biology, and as such deserves more study.

Acknowledgements

We would like to thank Joël Sudre (LEGOS) for extracting the SeaWiFS products we used for this study. Fabrice Bonjean (ESR) is one of the OSCAR product Principal Investigators, and we also thank him for his helpful comments about surface currents in the tropical Pacific. Finally, we want to acknowledge our reviewers for their constructive remarks.

References

- Allen, J.S., 1973. Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean. *Journal of Physical Oceanography* 3, 245–257.
- Andrews, J.C., Clegg, S., 1989. Coral Sea circulation and transport deduced from modal information models. *Deep-Sea Research* 36 (6), 957–974.
- Aristegui, J., Tett, P., Hernandez-Guerra, A., Basterretxea, G., Montero, M.F., Wild, K., Sangra, P., Hernandez-Leon, S., Canton, M., Garcia-Braun, J.A., Pacheco, M., Barton, E.D., 1997. The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep-Sea Research Part I* 44, 71–96.
- Arruda, W.Z., Nof, D., 2003. The Mindanao and Halmahera eddies—Twin eddies induced by nonlinearities. *Journal of Physical Oceanography* 33 (12), 2815–2830.
- Barton, E.D., Basterretxea, G., Flament, P., Mitchelson-Jacob, E.G., Jones, B., Aristegui, J., Herrera, F., 2000. Lee region of Gran Canaria. *Journal of Geophysical Research* 105, 17173–17193.
- Batchelor, G.K., 1967. *An Introduction to Fluid Dynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 515p.
- Bonjean, F., Lagerloef, G.S.E., 2002. Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography* 32 (10), 2938–2954.
- Bower, A.S., 1989. Potential vorticity balances and horizontal divergence along particles trajectories in Gulf Stream meanders east of Cape Hatteras. *Journal of Physical Oceanography* 19, 1669–1681.
- Boyer, D.L., Davies, P.A., 1982. Flow past a circular cylinder on a β -plane. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 306, 533–556.
- Chelton, D.B., de Szoeke, R.A., Schlax, M.G., Naggar, K.E., Siwertz, N., 1998. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography* 28, 433–460.
- Chen, S., Qiu, B., 2004. Seasonal variability of the south equatorial countercurrent. *Journal of Geophysical Research* 109 (C8), C08003, 10.1029/2003JC002243.
- Christian, J.R., Verschell, M.A., Murtugudde, R., Busalacchi, A.J., McClain, C.R., 2002a. Biogeochemical modelling of the tropical Pacific Ocean. I: Seasonal and interannual variability. *Deep-Sea Research Part II* 49, 509–543.
- Christian, J.R., Verschell, M.A., Murtugudde, R., Busalacchi, A.J., McClain, C.R., 2002b. Biogeochemical modelling of the tropical Pacific Ocean. II: Iron biogeochemistry. *Deep-Sea Research Part II* 49, 545–565.
- Christian, J.R., Murtugudde, R., Ballabrera-Poy, J., McClain, C.R., 2004. A ribbon of dark water: phytoplankton blooms in the meanders of the Pacific north equatorial countercurrent. *Deep-Sea Research Part II* 51, 209–228.
- Coutis, P.F., Middleton, J.H., 1999. Flow-topography interaction in the vicinity of an isolated, deep ocean island. *Deep Sea Research I* 46, 1633–1652.
- Coutis, P.F., Middleton, J.H., 2002. The physical and biological impact of a small island wake in the deep ocean. *Deep-Sea Research Part I* 49, 1341–1361.
- Dandonneau, Y., 1979. Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud-ouest: comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. *Oceanologica Acta* 2 (2), 133–142.
- Dandonneau, Y., 1992. Surface chlorophyll concentration in the tropical Pacific Ocean: an analysis of data collected by merchant ships from 1978 to 1989. *Journal of Geophysical Research* 97, 3581–3591.
- Dandonneau, Y., Charpy, L., 1985. An empirical approach to the island mass effect in the south tropical Pacific based on sea

- surface chlorophyll concentrations. *Deep-Sea Research* 32, 707–721.
- Dandonneau, Y., Deschamps, P.-Y., Nicolas, J.-M., Loisel, H., Blanchot, J., Montel, Y., Thieuleux, F., Bécu, G., 2004. Seasonal and interannual variability of ocean color and composition of phytoplankton communities in the North Atlantic, equatorial Pacific and South Pacific. *Deep Sea Research II* 51 (1–3), 303–318.
- Delcroix, T., 1998. Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: a tentative overview. *Journal of Geophysical Research* 103 (C9), 18611–18633.
- Donguy, J.R., Meyers, G., 1996. Mean annual variation of transport of major currents in the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Research Part I* 43 (7), 1105–1122.
- Doty, M.S., Ogury, M., 1956. The island mass effect. *Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer* 22, 33–37.
- Ducet, N., Le Traon, P.Y., Reverdin, G., 2000. Global high-resolution mapping of the ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *Journal of Geophysical Research* 105, 19477–19498.
- Dupouy, C., Neveux, J., Subramaniam, A., Mulholland, M.R., Campbell, L., Montoya, J.P., Campbell, L., Carpenter, E.J., Capone, D.G., 2000. Satellite captures *Trichodesmium* blooms in the southwestern tropical Pacific. *EOS Transactions AGU* 81 pp. 13, 15–16.
- Dupouy, C., Neveux, Y., Le Bouteiller, Y., 2004. Spatial and temporal analysis of SeaWiFS chlorophyll in the south tropical Pacific Ocean. *Gayana (Concepcion)* 68 (2 suppl.), 161–166.
- Fine, R.A., Lukas, R., Bingham, F.M., Warner, M.J., Gammon, R.H., 1994. The western equatorial Pacific: a water mass crossroads. *Journal of Geophysical Research* 99, 25063–25080.
- Flament, P., 1994. Wind-driven oceanic processes in the lee of the island of Hawaii. *Annales Geophysicae* 12 (II), C268.
- Flierl, G.R., Davies, C.S., 1993. Biological effects of Gulf Stream meandering. *Journal of Marine Research* 51, 529–560.
- Furnas, M.J., Mitchell, A.W., 1996. Pelagic primary production in the Coral and southern Solomon seas. *Marine Freshwater Research* 47, 695–706.
- Hasegawa, D., Yamazaki, H., Lueck, R.G., Seuront, L., 2004. How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophysical Research Letters* 31, L16303.
- Heywood, K.J., Barton, E.D., Simpson, J.H., 1990. The effects of flow disturbance by an oceanic island. *Journal of Marine Research* 48, 55–73.
- Heywood, K.J., Stevens, D.P., Bigg, G.R., 1996. Eddy formation behind the tropical island of Aldabra. *Deep-Sea Research Part I* 43, 555–578.
- Hooker, S.B., McClain, C.R., 2000. The calibration and validation of SeaWiFS data. *Progress in Oceanography* 45 (3–4), 427–465.
- Johnson, G.C., Sloyan, B.M., Kessler, W.S., McTaggart, K.E., 2002. Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s. *Progress in Oceanography* 52, 31–61.
- Kashino, Y., Aoyama, M., Kawano, T., Hendiarti, N., Syaefudin, A., Anantasena, Y., Muneyama, K., Watanabe, H., 1996. The water masses between Mindanao and New Guinea. *Journal of Geophysical Research* 101 (C5), 12391–12400.
- Kashino, Y., Watanabe, H., Herunadi, B., Aoyama, M., Hartoyo, D., 1999. Current variability at the Pacific entrance of the Indonesian Throughflow. *Journal of Geophysical Research* 104 (C5), 11021–11035.
- Kessler, W.S., Taft, B.A., 1987. Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979–84. *Journal of Physical Oceanography* 17, 97–122.
- Landry, M.R., Barber, R.T., Bidigare, R., Chai, F., Coale, K.H., Dam, H.G., Lewis, M.R., Lindley, S.T., McCarthy, J.J., Roman, M.R., Stoecker, D.K., Verity, P.G., White, J.R., 1997. Iron and grazing constraints on primary production in the central equatorial Pacific: an *EqPac* synthesis. *Limnology and Oceanography* 42, 405–418.
- Le Borgne, R., Barber, R.T., Delcroix, T., Inoue, H.Y., Mackey, D., Rodier, M., 2002. Pacific warm pool and divergence: temporal and zonal variations on the equator and their effects on the biological pump. *Deep-Sea Research Part II* 49, 2471–2512.
- Lehodey, P., Bertignac, M., Hampton, J., Lewis, A., Picaut, J., 1997. El Niño Southern Oscillation and tuna in the western Pacific. *Nature* 389, 715–718.
- Lukas, R., Firing, E., Hacker, P., Richardson, P.L., Collins, C.A., Fine, R., Gammon, R., 1991. Observations of the Mindanao current during the Western Pacific Ocean circulation study. *Journal of Geophysical Research* 96, 7089–7104.
- Mackey, D.J., Szymczak, R., Tomczak Jr., M., Gu, Y., 1987. Effects of mixed-layer depth and an isolated coral reef on the strong complexing capacity of oligotrophic waters. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research* 38, 491–499.
- Mackey, D.J., Parslow, J., Higgins, H.W., Griffiths, F.B., O'Sullivan, J.E., 1995. Plankton productivity and biomass in the western equatorial Pacific: biological and physical controls. *Deep-Sea Research Part II* 42, 499–533.
- Mackey, D.J., Parslow, J., Griffiths, F.B., Higgins, H.W., Tilbrook, B., 1997. Phytoplankton productivity and the carbon cycle in the western equatorial Pacific under ENSO and non-ENSO conditions. *Deep-Sea Research Part II* 44, 1951–1978.
- Mackey, D.J., O'Sullivan, J.E., Watson, R.J., 2002. Iron in the western Pacific: a riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial undercurrent? *Deep-Sea Research Part I* 49 (5), 877–893.
- Masumoto, Y., Yamagata, T., 1991. Response of the western tropical Pacific to the Asian winter monsoon: the generation of the Mindanao Dome. *Journal of Physical Oceanography* 21, 1386–1398.
- McClain, C.R., Signorini, S.R., Christian, J.R., 2004. Subtropical gyre variability observed by ocean-color satellites. *Deep-Sea Research Part II* 51 (1–3), 281–301.
- McGillicuddy Jr., D.J., Robinson, A.R., Siegel, D.A., Jannasch, H.W., Johnson, R., Dickey, T.D., McNeil, J., Michaels, A.F., Knap, A.H., 1998. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea. *Nature* 384, 263–266.
- Moutin, T., Van Den Broeck, N., Beker, B., Dupouy, C., Rimmelin, P., Le Bouteiller, A., 2005. Phosphate availability controls *Trichodesmium* spp. biomass in the SW Pacific Ocean. *Marine Ecology Progress Series* 297, 15–21.
- Murakami, H., Ishizaka, J., Kawamura, H., 2000. ADEOS observations of chlorophyll a concentration, sea surface temperature, and wind stress change in the equatorial Pacific during the 1997 El Niño onset. *Journal of Geophysical Research* 105, 19551–19559.

- Murtugudde, R.G., Signorini, S.R., Christian, J.R., Busalacchi, A.J., McClain, C.R., Picaut, J., 1999. Ocean color variability of the tropical Indo-Pacific basin observed by SeaWiFS during 1997–1998. *Journal of Geophysical Research* 104 (C8), 18351–18366.
- Palacios, D.M., 2002. Factors influencing the island-mass effect of the Galapagos archipelago. *Geophysical Research Letters* 29 (23), 2134.
- Pickett, M.H., Paduan, J.D., 2003. Ekman transport and pumping in the California Current based on the US Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS). *Journal of Geophysical Research* 108 (C10), 3327.
- Price, N.M., Ahner, B.A., Morel, F.M.M., 1994. The equatorial Pacific Ocean: grazer-controlled phytoplankton populations in an iron-limited ecosystem. *Limnology and Oceanography* 39, 520–534.
- Qiu, B., Lukas, R., 1996. Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary. *Journal of Geophysical Research* 101 (C5), 12315–12330.
- Radenac, M.-H., Rodier, M., 1996. Nitrate and chlorophyll distributions in relation to thermohaline and current structures in the western tropical Pacific during 1985–1989. *Deep-Sea Research Part II* 43, 725–752.
- Radenac, M.-H., Menkes, C., Vialard, J., Moulin, C., Dandonneau, Y., Delcroix, T., Dupouy, C., Stoens, A., Deschamps, P.-Y., 2001. Modeled and observed impacts of the 1997–1998 El Niño on nitrate and new production in the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research* 106, 26879–26898.
- Rébert, J.-P., Donguy, J.-R., Eldin, G., Wyrski, K., 1985. Relations between sea-level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research* 90, 11719–11725.
- Reverdin, G., Frankignoul, C., Kestenare, E., McPhaden, M.J., 1994. Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research* 99, 20323–20344.
- Rio, M.-H., Hernandez, F., 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research* 109 (C12), C12032.
- Ryan, J.P., Polito, P.S., Strutton, P.G., Chavez, F.P., 2002. Unusual large-scale phytoplankton blooms in the equatorial Pacific. *Progress in Oceanography* 55 (3), 263–285.
- Siegel, D.A., Ohlmann, J.C., Washburn, L., Bidigare, R.R., Nosse, C.T., Fields, E., Zhou, Y., 1995. Solar radiation, phytoplankton pigments and the radiant heating of the equatorial Pacific warm pool. *Journal of Geophysical Research* 100 (C3), 4885–4891.
- Signorini, S.C., McClain, C.R., Dandonneau, Y., 1999. Mixing and phytoplankton bloom in the wake of the Marquesas Islands. *Geophysical Research Letters* 26 (20), 3121–3124.
- Turk, D., McPhaden, M.J., Busalacchi, A.J., Lewis, M.R., 2001. Remotely sensed biological production in the equatorial Pacific. *Science* 293, 471–474.
- Ueki, I., Kashino, Y., Kuroda, Y., 2003. Observation of current variations off the New Guinea coast including the 1997–1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup transport. *Journal of Geophysical Research* 108 (C7), 3243.
- US Central Intelligence Agency, 2005. World Factbook – Solomon Islands, accessed at URL <<http://www.odci.gov/cia/publications/factbook/geos/bp.html>>
- Vincent, D.G., 1994. The South Pacific convergence zone (SPCZ): a review. *Monthly Weather Review* 122 (9), 1949–1970.
- Wang, B., Wu, R., Lukas, R., 2000. Annual adjustment of the thermocline in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate* 13 (3), 596–616.
- Wannasingha, U., Webb, D.J., de Cuevas, B.A., Coward, A.C., 2003. On the Indonesian Throughflow in the OCCAM model. EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Nice, France, 6–11 April 2003.
- Wyrski, K., 1974. Sea level and the seasonal fluctuations of the equatorial currents in the western Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 4, 91–103.
- Wyrski, K., 1981. An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *Journal of Geophysical Research* 11, 1205–1214.
- Wyrski, K., 1989. Some thoughts about the west Pacific warm pool. *Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE*, Noumea, New Caledonia, ORSTOM, pp. 99–109.
- Yoshimori, A., 1994. Horizontal divergence caused by meanders of a thin jet. *Journal of Physical Oceanography* 24, 345–352.
- Yu, X., McPhaden, M., 1999. Seasonal variability in the equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography* 29, 925–947.
- Yuan, J.C., Miller, R.L., 2002. Seasonal variation in precipitation patterns to the global ocean: an analysis of the GPCP version 2 data set. *Global Biogeochemical Cycles* 16 (4).

Conclusion

Dans cette étude, réalisée exclusivement à partir de données de type satellite, nous avons décrit, caractérisé et tenté d'expliquer le cycle saisonnier de la chlorophylle de surface dans le Pacifique tropical ouest, pendant les années 1999 à 2004. Celui-ci est particulièrement actif dans trois régions : les frontières sud et surtout nord de la *cold tongue*, la région des méandres à la naissance du NECC, et la zone des Salomon, incluant également le nord de la mer de Corail et le Golfe de Papouasie. A l'échelle saisonnière, la variabilité des concentrations en chlorophylle s'explique au premier ordre par le forçage physique.

Les processus impliqués dans les différentes régions sont :

- **dans la zone de transition entre les écosystèmes HNLC et oligotrophe** (section 4) : advection horizontale, transport d'Ekman
- **à la naissance du NECC** (section 5) : advection horizontale, upwelling local dans les méandres du courant
- **dans la région des Salomon** (section 6) : effet d'île, upwelling généré par les vents, advection horizontale, circulation cyclonique

Ainsi, le moteur principal de la variabilité saisonnière des concentrations en chlorophylle SeaWiFS dans notre région semble être la circulation océanique, et dans une moindre mesure l'action des vents. En particulier, l'advection horizontale est à l'œuvre dans toutes les régions étudiées, et nous avons noté plusieurs fois l'action d'upwellings locaux causés par les perturbations d'un courant (méandres, effet d'île, circulation cyclonique).

Cette étude devra bien évidemment être affinée au fur et à mesure que les séries temporelles SeaWiFS s'allongeront, car la très forte variabilité interannuelle de la région induit une modulation du cycle saisonnier en fonction des années (voir le chapitre 3) qui rend difficile la description d'un cycle saisonnier "type". De plus, il pourrait être intéressant dans l'avenir d'utiliser le réseau de flotteurs Argo, maintenant assez dense, afin de compléter cette étude purement satellite par des profils verticaux de température et salinité, qui peuvent être très précieux dans l'interprétation de manifestations biologiques (Uz, 2006).

Chapitre 5

Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati

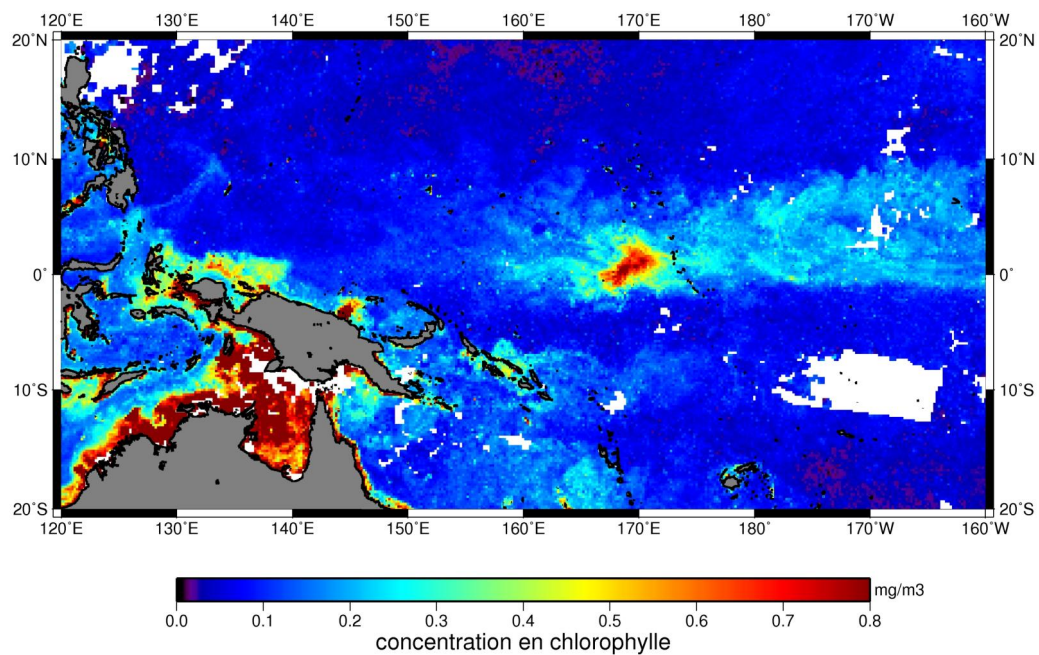


Figure 5.1 – Concentrations en chlorophylle (SeaWiFS, mg m^{-3}) : 25 mai au 1^{er} juin 1998.

Sommaire

Introduction	153
5.1 Description générale : contexte et hypothèses	154
5.1-1 Contexte grande échelle	154
5.1-2 Synthèse des études antérieures	156
5.1-3 Description de l'événement et stratégie adoptée	160
5.1-4 Les différentes phases du bloom	161
5.2 Utilisation d'une configuration ROMS	165
5.2-1 Présentation de la configuration Kiribati	165
5.2-2 Validation	166
5.2-3 Expériences réalisées	169
5.3 Résultats	175
5.3-1 Article : Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997-98 El Niño : the role of the Kiribati Islands	175
5.3-2 Etude détaillée des sorties du modèle	181
5.3-3 Expériences de traceur passif : étude du nitrate	187
5.3-4 Expériences de flotteurs lagrangiens : étude du fer	193
5.3-5 Rôle du vent	200
Conclusion	203

Introduction

La variabilité à l'échelle interannuelle, liée principalement à l'ENSO, est le mode de variabilité dominant du Pacifique tropical ; cela reste vrai pour la partie ouest du bassin. Une description détaillée des différentes études portant sur la variabilité interannuelle dans le Pacifique tropical peut être trouvée au chapitre 1.4 page 60. De façon résumée, ces études mentionnent essentiellement une augmentation (diminution) de la productivité dans le bassin ouest (est) pendant la phase El Niño (*Le Borgne et al., 2002a*), ainsi qu'une extension vers l'est (retrait vers l'ouest) de la *warm pool* et de la région oligotrophe pendant la phase El Niño (La Niña) (voir par exemple *Picaut et al. (2001)*, *Le Borgne et al. (2002a)*). Des blooms phytoplanctoniques de grande ampleur ont été également observés dans la partie est du bassin en 1998, 2003 et 2005, à la suite des trois derniers événements El Niño (*Ryan et al., 2006*).

La longueur des séries temporelles de SeaWiFS ne permet pas encore d'étudier la variabilité interannuelle des concentrations en chlorophylle de façon statistique. Une façon d'aborder le problème consiste à étudier certains événements particuliers, qui donnent une idée des mécanismes à l'œuvre à l'échelle interannuelle. Dans cette perspective, nous nous sommes focalisés sur l'événement majeur de 1997-98, et sur sa manifestation la plus visible dans le bassin ouest : le bloom des Kiribati (*Figure 5.1*), localisé vers 170°E, près de l'équateur. Les îles Kiribati, plus exactement îles Gilbert, République de Kiribati, sont les îles visibles juste à l'est du bloom, vers 173°E. Dans cette région caractérisée par des concentrations en chlorophylle relativement faibles (0.15 mg m^{-3} en moyenne sur la période 1998-2004), ce bloom a atteint une ampleur exceptionnelle, que ce soit par son étendue spatiale (près de $500\,000 \text{ km}^2$), les concentrations atteintes (plus de 0.8 mg m^{-3} en mai) ou sa durée (présence de concentrations supérieures à 0.5 mg m^{-3} pendant plus de trois mois).

Afin d'étudier cet événement très particulier, nous avons utilisé l'ensemble des moyens à notre disposition, à savoir les données satellite et *in situ* et une configuration régionale du modèle ROMS. L'étude des données nous a permis d'élaborer certaines hypothèses, que nous avons ensuite validées grâce à l'étude des sorties du modèle. Nous avons également réalisé différentes expériences numériques à l'aide de traceurs passifs et flotteurs lagrangiens pour comprendre l'évolution des principaux réservoirs de nutriments - fer et nitrate - pendant les différentes phases du bloom.

5.1 Description générale : contexte et hypothèses

5.1-1 Contexte grande échelle

Le bloom des Kiribati s'inscrit dans un contexte très particulier, à savoir la transition entre des conditions El Niño et La Niña exceptionnellement fortes. En effet, les années 1997 et 1998 ont été caractérisées par un phénomène El Niño de très grande ampleur, le plus fort jamais enregistré depuis que l'on surveille ce phénomène (*McPhaden, 1999*). Pour plus de détails sur le phénomène El Niño et l'événement de 1997-98, se reporter au chapitre 1.2-3.a page 38. En particulier, la période mi 1997 - début 1998 est caractérisée dans le Pacifique central/est par des températures de surface exceptionnellement élevées, des concentrations en chlorophylle extrêmement basses surtout à l'est, l'arrêt de l'upwelling équatorial et un ralentissement, voire une quasi-disparition, de l'EUC (*McPhaden (1999)* ; *Chavez et al. (1999)*). El Niño s'est développé au cours de l'année 1997, jusqu'à atteindre un pic en décembre (*McPhaden, 1999*). En janvier 1998, les températures de surface sont encore très élevées (Figures 5.2b et 5.3c), et l'écosystème de la plupart du Pacifique équatorial est de type oligotrophe, donc limité par le nitrate (*Chavez et al., 1999*).

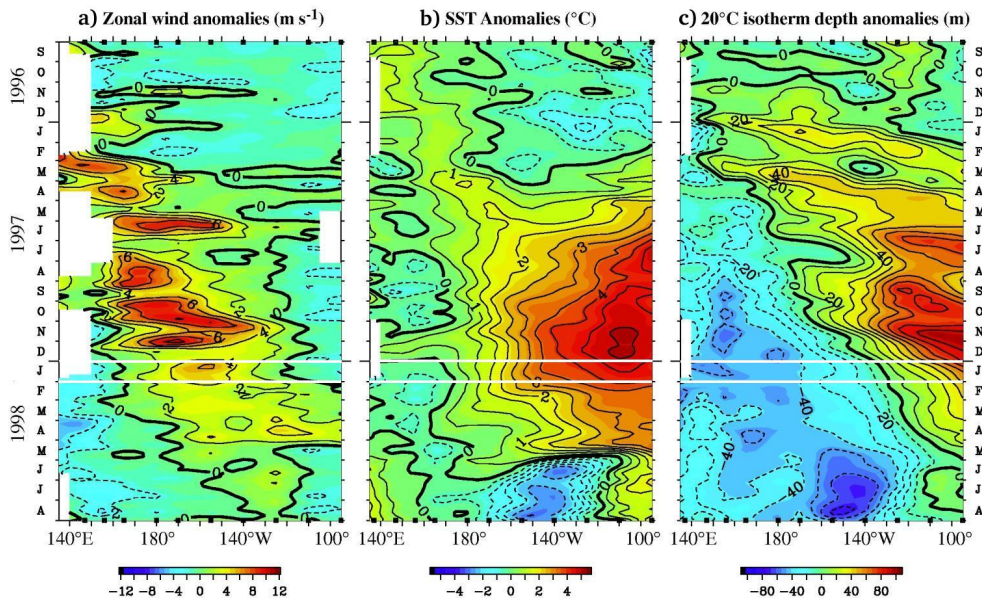


Figure 5.2 – Anomalies de vents (a), SST (b) et profondeur de l'isotherme 20°C (c) obtenues à partir des données TAO à 5 jours moyennées sur 2°S-2°N (d'après *McPhaden (1999)*, fig. 2). Le mois de janvier 1998, indicatif du contexte grande échelle avant la génération du bloom, est encadré en blanc.

En subsurface, cette fin d'El Niño est caractérisée par une thermocline et une nutricline anormalement élevées dans la partie centre/ouest du bassin (Figures 5.2c et 5.9 page 163) ; les réservoirs d'eau froide et de nitrate sont donc proches de la surface. Le mois de janvier correspond également à la réapparition de l'EUC, qui s'accélère ensuite et remonte jusqu'à être exceptionnellement fort et superficiel en mai-juin (Figure 5.9 page 163). Il est intéressant

5.1 Description générale : contexte et hypothèses

de noter que la nutricline et la thermocline sont à peu près plates à travers le Pacifique équatorial à ce moment-là (voir [Radenac et al. \(2001\)](#), leur figure 9c en février). De même, l'EUC (principale source de fer dans le Pacifique équatorial d'après [Gordon et al. \(1997\)](#)) remonte de façon à peu près homogène dans l'ensemble du Pacifique équatorial comme le montrent [Wilson et Adamec \(2001\)](#) (voir leur figure 5) à partir des données TAO. Ainsi la zone autour de 165°E semble ne présenter aucune caractéristique particulière au début de l'année 1998 en ce qui concerne la profondeur des réservoirs de nutriments, par rapport au reste du Pacifique équatorial.

En résumé, le contexte grande échelle du Pacifique équatorial en janvier 1998 est caractérisé par :

- ⇒ **dans la couche euphotique** : températures de surface élevées, écosystème de type oligotrophe limité par le nitrate
- ⇒ **en profondeur** : très faible EUC, thermocline et nutricline proches de la surface (isotherme 20°C autour de 100-120 m).

Le bloom des Kiribati prend donc place dans un contexte spatial et temporel très spécifique, à la fin d'un El Niño particulièrement intense, et avant l'installation des conditions La Niña qui a lieu essentiellement à partir de juin. Le bloom que nous étudions ([Figure 5.3a](#), bloom n°1) apparaît non relié au bloom n°2 (étudié notamment par [Ryan et al. \(2002\)](#) et [Menkes et al. \(2004\)](#)), qui survient plus tard et plus à l'est.

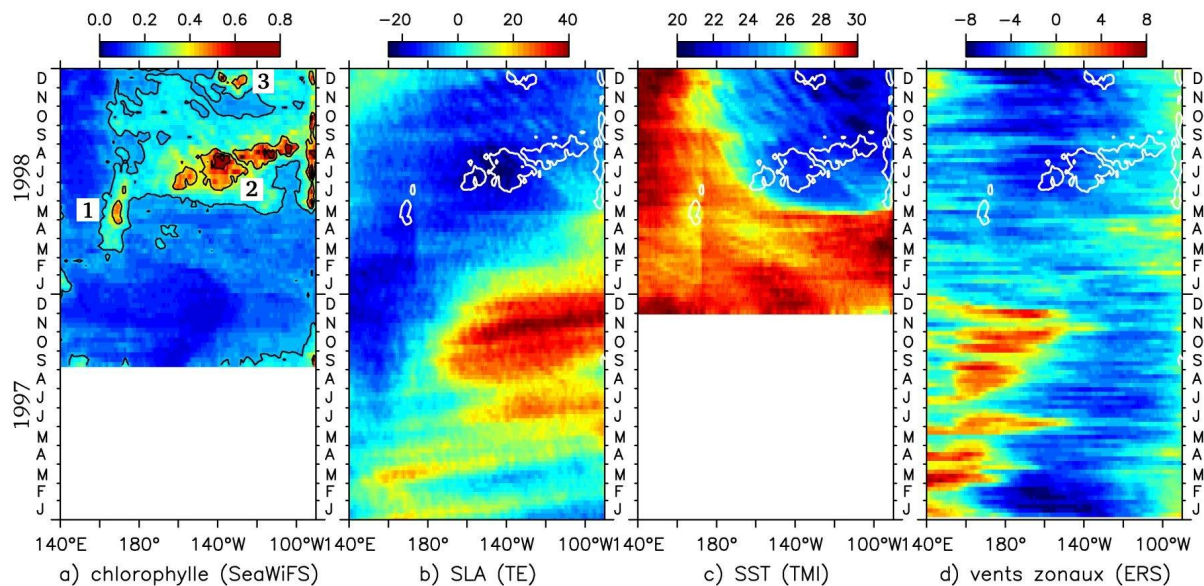


Figure 5.3 – Données moyennées sur 2°S-2°N de chlorophylle SeaWiFS (mg m^{-3} , contours tous les 0.2 mg m^{-3} , a), SLA T/P-ERS (cm, b), SST TMI ($^{\circ}\text{C}$, c) et vents zonaux ERS (m s^{-1} , c). Les chiffres en (a) indiquent les différents blooms étudiés par [Ryan et al. \(2002\)](#). Les contours blancs en (b), (c), (d) représentent l'iso-chlorophylle 0.4 mg m^{-3} .

5.1-2 Synthèse des études antérieures

Les premiers à avoir mentionné ce bloom, et proposé une explication, ont été *Murtugudde et al. (1999)* dans un papier présentant la variabilité de la couleur de l'eau telle qu'observée par SeaWiFS dans l'ensemble du bassin Indo-Pacifique pendant les années 1997-1999. Dans ce papier assez général puisque s'intéressant à un large domaine spatio-temporel, les auteurs proposent qu'une série de coups de vents d'est (donc favorables aux upwelling) a initié le bloom. Ces vents auraient causé un upwelling expliquant les SLA négatives et les SST froides observées à cet endroit. Suivant l'hypothèse de *Mackey et al. (1995)* selon laquelle c'est l'existence d'une couche barrière qui rend cette région oligotrophe¹, *Murtugudde et al. (1999)* ont calculé l'épaisseur de la couche barrière dans leur modèle, et montrent sa quasi-disparition au moment du bloom (Figure 5.4).

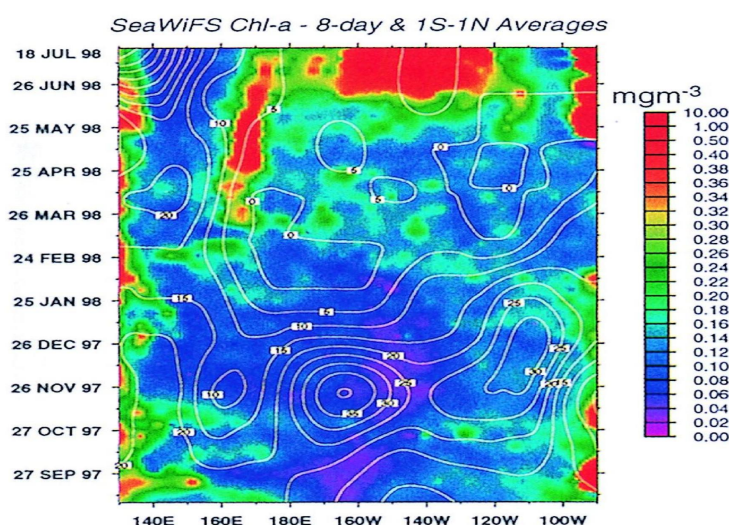


Figure 5.4 – Chlorophylle SeaWiFS (couleurs) et épaisseur de la couche barrière (contours) calculée par un modèle (d'après *Murtugudde et al. (1999)*, plate 9).

Deux ans plus tard, un papier de *Wilson et Adamec (2001)* propose une autre explication, éventuellement complémentaire de la première. Elle est basée sur la limitation de l'écosystème HNLC par le fer, et l'hypothèse que la principale source de fer pour le Pacifique équatorial serait l'EUC². Les auteurs étudient les corrélations entre la chlorophylle et la SLA dans le Pacifique tropical pendant les années 1997-1999 à l'aide d'EOF, et observent ce bloom dans le 3^e mode couplé SLA/chlorophylle (6% et 7% de variance expliquée, respectivement). Ils relient directement la variabilité de ce mode 3 à la variabilité de l'EUC, du moins jusqu'en juin 1998 : concentrations faibles lorsque l'EUC est faible et profond (El Niño), en augmentation dès la réapparition de l'EUC en janvier-février 1998. Concernant plus spécifiquement le bloom observé à 165°E, *Wilson et Adamec (2001)* remarquent que le bloom coïncide avec la réapparition et la remontée de l'EUC (Figure 5.9 page 163), et proposent que le bloom a été causé principalement par l'apport de fer en résultant.

¹ voir section 1.3-1 page 47 ² voir section 1.3-2 page 52

5.1 Description générale : contexte et hypothèses

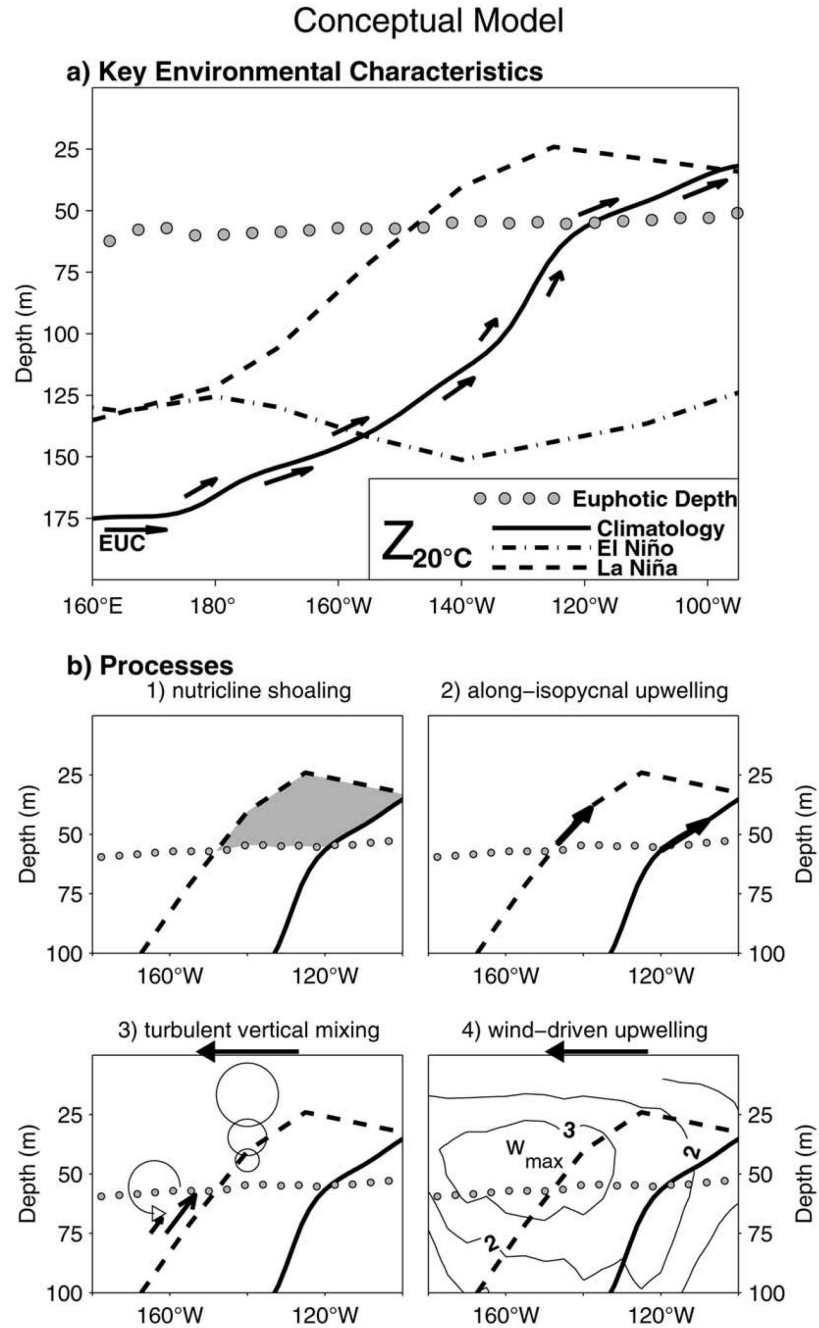


Figure 5.5 – Modèle conceptuel représentant : a) les caractéristiques-clé de la thermocline le long de l'équateur pendant les événements El Niño (octobre-décembre 1997) et La Niña (juin-août 1998) ; b) différents processus pouvant entraîner un apport de nutriments en surface en association avec la remontée de la thermocline (d'après *Ryan et al. (2002)*, fig. 2).

5. Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati

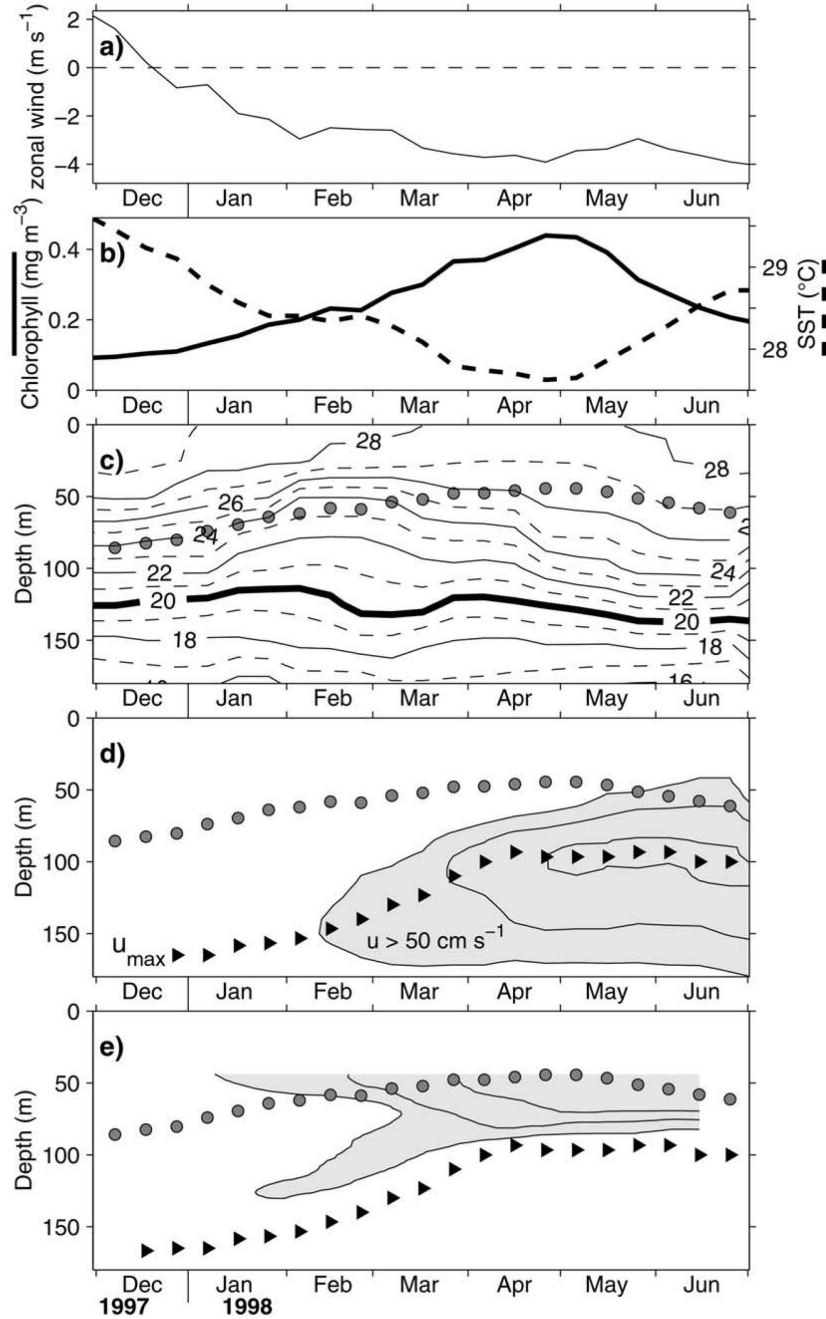


Figure 5.6 – Données TAO à 165°E , 0°N , moyennées à 10 jours : a) vent zonal ; b) chlorophylle SeaWiFS et SST TAO ; c) isothermes ; d) vitesses zonales (contours à 25 cm s^{-1} , la zone grisée représente les vitesses supérieures à 50 cm s^{-1}) ; e) mélange vertical, pour le calcul voir [Ryan et al. \(2002\)](#). Les pointillés gris représentent la profondeur de la couche euphotique, les triangles noirs la profondeur du cœur de l'EUC (d'après [Ryan et al. \(2002\)](#), fig. 7).

5.1 Description générale : contexte et hypothèses

Finalement, une synthèse est proposée par *Ryan et al. (2002)* dans un papier traitant des différents blooms de grande ampleur observés dans le Pacifique équatorial à la suite de l'El Niño 1997-98. Les auteurs analysent le bloom que nous étudions (bloom 1), le bloom survenu pendant le pic de La Niña (bloom 2) et un bloom de moindre importance situé vers 130°W fin 1998 (bloom 3) (voir [Figure 5.3a](#)). De façon générale, *Ryan et al. (2002)* proposent 4 processus pouvant expliquer ces différents blooms ([Figure 5.5b](#)) :

- (1) **remontée de la nutricline dans la couche euphotique** : si celle-ci est proche de la surface, sa remontée peut introduire des eaux riches en nitrate directement dans la couche euphotique.
- (2) **upwelling le long des isopycnes** : si la pente des surfaces isopycnes augmente alors que le transport total reste constant, la composante verticale du transport le long des isopycnes augmente également.
- (3) **mélange vertical turbulent** : il peut dépendre des gradients verticaux de densité et vitesses, des vents locaux, ainsi que de la remontée de la thermocline et/ou de l'EUC.
- (4) **upwelling généré par les vents** : son intensité et le profil de vitesses verticales correspondant sont contrôlés par les variations du forçage local par les vents.

Concernant le bloom 1, *Ryan et al. (2002)* utilisent essentiellement les données TAO disponibles à 165°E, et calculent également le mélange vertical à cet endroit-là ([Figure 5.6](#)). En étudiant la composante à l'échelle du bassin de SSH, ils remarquent que le bloom coïncide en position et en temps avec sa valeur la plus basse. Ils en déduisent que les variations basse fréquence et grande échelle de la thermocline sont au cœur du développement du bloom 1. Cependant, étant donné que l'isotherme 20°C et l'EUC restent bien en dessous de la couche euphotique pendant le bloom, ils rejettent les processus (1) et (2) et proposent donc que le bloom a été causé par mélange vertical (3) et upwelling généré par les vents (4). Les auteurs notent également que le bloom coïncide avec l'affleurement de l'isotherme 28°C et la remontée de l'EUC. Ainsi le fait que la nutricline et l'EUC étaient exceptionnellement proches de la surface à ce moment-là est un point essentiel permettant d'expliquer l'apport de nutriments dans la zone euphotique par les processus (3) et (4).

↪ **Résumé des explications proposées par les études précédentes :**

- ⇒ **mécanismes** : mélange vertical turbulent, destruction de la couche barrière et upwelling généré par les vents
- ⇒ **date (mars à juin, pic en mai)** : remontée grande échelle de la nutricline et de l'EUC, qui permet un apport de nutriments (nitrate et fer) dans la couche euphotique
- ⇒ **lieu (autour de 170°E)** : non expliquée.

Les mécanismes et l'évolution du bloom semblent donc être bien compris, cependant, aucune de ces études n'explique pourquoi le bloom a eu lieu précisément à cet endroit-là, vers 170°E. Les coups de vent d'est ont lieu plus à l'est (Figure 5.3d), la réduction de la couche barrière dans une région bien plus vaste (Figure 5.4), et les remontées de la nutricline (Radenac *et al.* (2001) et Figure 5.3b) et de l'EUC (Wilson *et Adamec*, 2001) se produisent dans la plus grande partie du Pacifique équatorial à ce moment-là. Une question essentielle subsiste donc :

Pourquoi le bloom est-il survenu précisément à cet endroit-là ?

5.1-3 Description de l'événement et stratégie adoptée

Le bloom des Kiribati est un phénomène biologique de grande ampleur, caractérisé dans le même temps par un fort signal physique comme le montrent les données de SST et SLA en particulier (Figure 5.7). L'existence d'un signal aussi fort dans ces différents jeux de données indépendants, à la fois physiques et biologiques, suggère un fort couplage physique/biologie à ce moment-là. Les différentes perturbations observées dans les champs de chlorophylle, SST et SLA sont décrites plus en détails dans le [tableau 5.1](#).

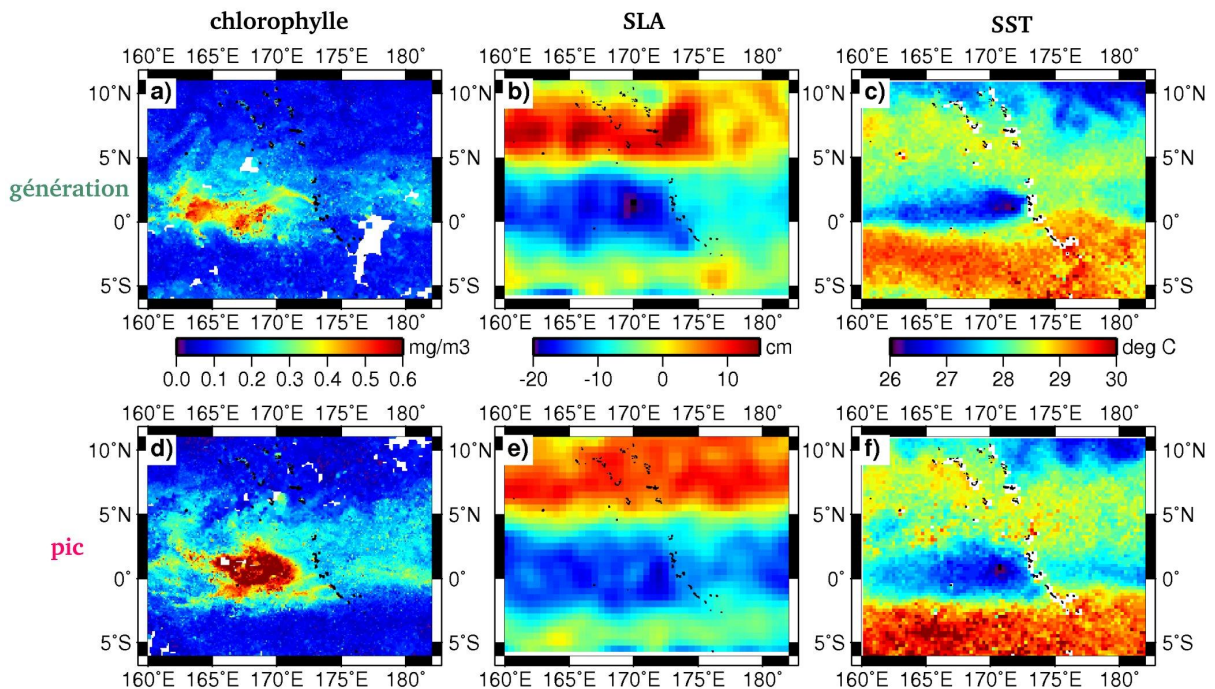


Figure 5.7 – Cartes des données satellite pendant la génération du bloom (a : 22-29 mars 1998, b et c : 22-28 mars) et pendant le pic du bloom (d : 09-16 mai 1998, e et f : 10-16 mai) : chlorophylle SeaWiFS (a, d) ; SLA T/P-ERS (b, e) ; SST TMI (c, f).

5.1 Description générale : contexte et hypothèses

chlorophylle	- concentrations élevées à l'ouest des îles, particulièrement entre 165 et 170°E, très fortes (supérieures à 0.5 mg m^{-3}) de mi-avril à début juin - eaux riches semblant provenir de différents atolls
SLA	- SLA basses à l'ouest des îles surtout pendant la génération du bloom, jusqu'à 150°E, les îles formant une frontière très nette - spots de SLA très négative (surtout visible dans la figure 1b de Messié et al. (2006b) , voir page 177), signature de tourbillons ?
SST	- eaux froides à l'ouest des îles, particulièrement à l'est de 160°E, surtout de mars à mai - eaux froides semblant provenir des atolls Tarawa/Abaiang (1.5°N) pendant la génération du bloom

Tableau 5.1 – Perturbation des différents champs de données satellite

L'autre observation importante que l'on peut faire est que la position des îles Kiribati est clairement visible dans ces images satellite, particulièrement pendant la génération du bloom. On peut voir des eaux riches ([Figure 5.7a](#)) et froides ([Figure 5.7c](#)) qui semblent provenir des atolls Tarawa/Abaiang (1.5°N), et dans le même temps les îles semblent agir comme une frontière pour les SLA très basses observées à l'endroit du bloom ([Figure 5.7b](#)). La question qui vient tout naturellement à l'esprit est donc de savoir si la présence des îles a eu un quelconque impact sur l'évolution du bloom comme ces cartes semblent le suggérer.

Ainsi l'objectif de cette étude est de répondre aux questions suivantes :

- Quel a été l'impact des îles sur la dynamique de la région ?
- Quel a été l'impact des îles sur l'évolution du bloom ?
- Les processus grande échelle proposés dans les études antérieures restent-ils valides, et si oui en quoi sont-ils perturbés par la présence des îles ?

5.1-4 Les différentes phases du bloom

La [figure 5.8](#) présente l'évolution du bloom vue depuis l'espace. La première chose qui saute aux yeux est que la position des îles apparaît comme une ligne très nette dans les trois jeux de données : à l'ouest des îles, on observe des concentrations en chlorophylle plus élevées, des SLA plus basses, des SST plus froides. Par la suite, nous séparerons l'évolution du bloom en trois phases différentes :

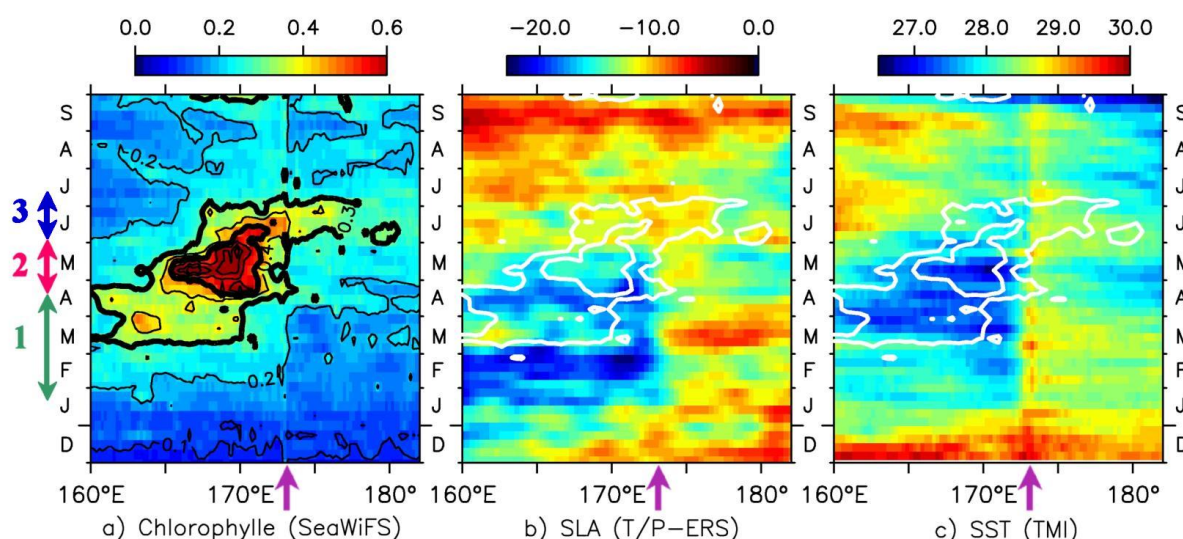


Figure 5.8 – Données moyennées sur 0°-2°N de chlorophylle SeaWiFS (mg m^{-3} , a), SLA T/P-ERS (cm, b) et SST TMI ($^{\circ}\text{C}$, c). Les flèches colorées indiquent les différentes phases du bloom : 1- génération (vert), 2- pic (rouge) et 3- déclin (bleu foncé). La position des îles est représentée par les flèches violettes, et les contours blancs en (b) et (c) sont les iso-chlorophylle 0.3 et 0.5 mg m^{-3} .

génération (début janvier à mi-avril) :

Partant d'une situation oligotrophe (concentrations inférieures à 0.1 mg m^{-3} en décembre), les concentrations en chlorophylle augmentent progressivement à l'ouest des îles. En février, elles atteignent des valeurs supérieures à 0.2 mg m^{-3} , donc comparables à celles observées habituellement dans l'écosystème HNLC du Pacifique central. En même temps, les températures diminuent au fur et à mesure que les concentrations en chlorophylle augmentent, et les isothermes remontent (Figure 5.9a). Les SLA sont basses à l'ouest des îles jusqu'à fin avril, avec un minimum en février. A ce moment-là, les courants de surface sont dirigés vers l'ouest (Figure 5.9), le bloom se trouve donc en aval des îles. Nous proposons que cette première phase du bloom a été causée par un **effet d'île**, défini comme une augmentation de la productivité et des concentrations en chlorophylle en aval d'une île (Doty et Ogury, 1956). Nous avons estimé cet effet d'île en calculant le nombre de Reynolds caractérisant le régime de l'écoulement pendant la génération du bloom (Heywood et al., 1996). Nous montrons ainsi qu'une allée de Von Karman s'était probablement formée à ce moment-là d'après les caractéristiques du courant et des îles, ce qui aurait permis des remontées de nutriments par brassage des eaux de surface et subsurface (voir l'article *Messié et al. (2006b)* page 175). Nous faisons également l'hypothèse que cet apport de nitrate a eu pour conséquences non seulement une augmentation des concentrations en chlorophylle et de la biomasse en phytoplancton, mais également un changement d'écosystème, passant d'un régime de type oligotrophe limité en nitrate à un régime de type HNLC limité essentiellement par le fer.

5.1 Description générale : contexte et hypothèses

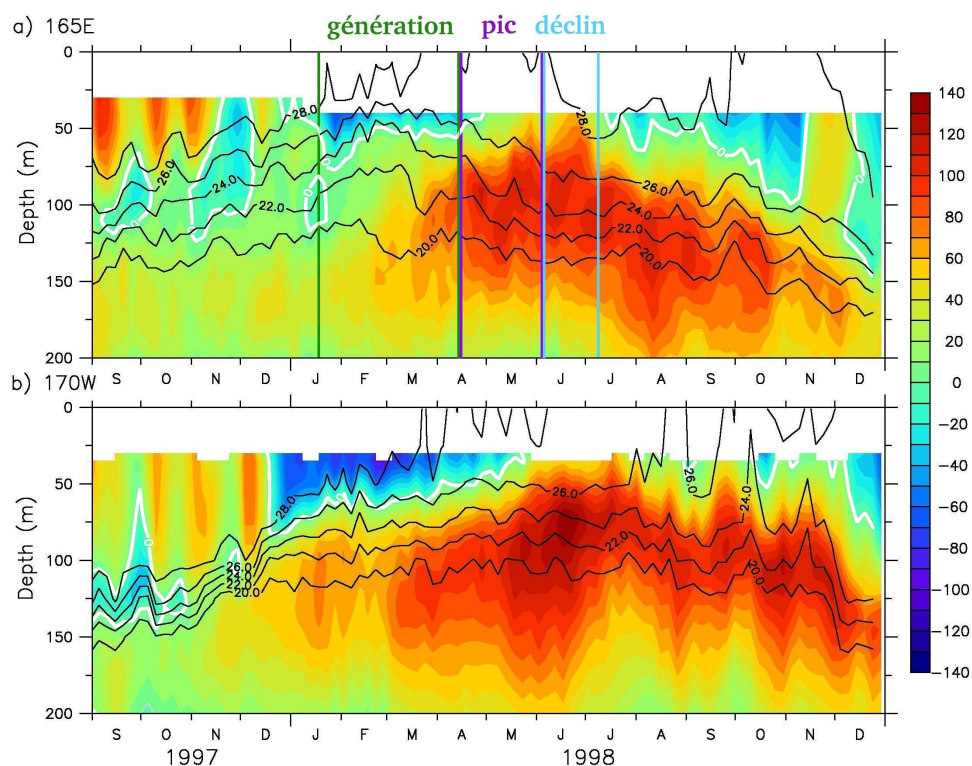


Figure 5.9 – Données TAO à 165°E (a) et 170°W (b), 0° : courants zonaux (cm s^{-1} , couleurs) et isothermes (°C, noir). La ligne blanche indique l'iso-courants 0 m s^{-1} . Les trois phases du bloom sont indiquées en (a).

pic (mi-avril à début juin) :

Mi-avril, au départ vers 170°E puis rapidement dans toute la zone 165-172°E, les concentrations en chlorophylle augmentent brusquement, atteignant 0.7 mg m^{-3} (moyenne 0°-2°N) en deux semaines. Le minimum de SST est observé à ce moment-là. Par contre les SLA sont minimales en février, bien plus basses qu'en mai. Cela signifie que, de manière assez étrange, la structure verticale est plus proche de la surface pendant la phase de génération que pendant le pic du bloom. L'observation des isothermes au mouillage équatorial TAO à 165°E (Figure 5.9a) confirme cela, et montre également que le pic du bloom coïncide avec une renverse des courants à 50 m, qui indique une renverse ou au moins un ralentissement des courants en surface. L'effet d'île diminue donc, et ne peut expliquer le pic du bloom. Par contre cette renverse des courants est causée par la remontée de l'EUC dans la couche euphotique (50 m à ce moment-là d'après *Ryan et al. (2002)*). Suivant l'hypothèse de *Wilson et Adamec (2001)* reprise par *Ryan et al. (2002)*, nous montrerons que le pic du bloom a pu être initié par un **apport en fer** soudain dû à la remontée de l'EUC. Il est possible d'imaginer que cet apport de fer, combiné aux concentrations de surface probablement élevées en nitrate, a permis une croissance très rapide du phytoplancton d'autant plus que la pression de broutage est encore, sans doute, relativement faible. En effet, la biomasse zooplanctonique s'est fortement réduite pendant El Niño, et tout comme dans le cas du bloom observé dans

le Pacifique central mi-1998 (*Le Borgne et al., 2002a*), le broutage est probablement incapable de contrôler la croissance du phytoplancton au début du bloom.

déclin (juin) :

Enfin à partir de début juin (voire un peu plus tôt à l'ouest de 167°E), les concentrations en chlorophylle diminuent, la température de surface remonte et les conditions reviennent à leur niveau de climatologie dans le courant du mois de juin. En même temps, un déplacement du bloom vers l'est est visible dans les données de chlorophylle (*Figure 5.8a*). L'hypothèse que nous proposons est que le surfaçage de l'EUC fin mai a conduit à une renverse des courants de surface, et à l'**advection d'eaux oligotrophes** depuis l'ouest. Cette arrivée d'eaux pauvres peut expliquer la chute brutale des concentrations début juin et l'advection des eaux riches vers l'est.

Notre stratégie pour cette étude consiste donc à vérifier chacune de ces hypothèses, en utilisant la configuration régionale du modèle ROMS mise en place. En particulier, le modèle nous permet d'utiliser des traceurs passifs et des flotteurs lagrangiens virtuels, qui nous permettent d'estimer le comportement des masses d'eaux riches en nitrate et en fer. Les détails de la configuration Kiribati du modèle ROMS, ainsi que des expériences réalisées, se trouvent dans la section 5.2 page 165. Les résultats obtenus sont ensuite détaillés section 5.3 page 175.

5.2 Utilisation d'une configuration ROMS

5.2-1 Présentation de la configuration Kiribati

domaine	160°E - 178°W ; 6°S - 10°N
résolution horizontale	1/6° (~18.5 km)
résolution verticale	30 niveaux verticaux, resserrés près de la surface
bathymétrie	GTOPO30 ¹
période	1996-1998
forçage aux frontières	sorties interannuelles ORCA2 ² (modèle OPA)
forçage en surface	- tension de vent journalière (produit combiné ERS-TAO ³) - calcul par formules bulk à partir des réanalyses NCEP ⁴ à 6h

Tableau 5.2 – Résumé de la configuration Kiribati

Pour cette étude, nous avons mis en place avec l'aide de Jérôme Lefèvre, IRD Nouméa, une configuration régionale du modèle ROMS, lequel est présenté dans la section 2.3 page 88. Il s'agit de la configuration Kiribati, résumée dans le [tableau 5.2](#) et présentée de manière détaillée dans la section 2.3-2 page 93 et en annexe A page 239. Cette configuration utilise deux grilles différentes à 1/6° ([Figure 5.11](#)), dont les bathymétries sont calculées à partir du produit GTOPO30 :

- **grille K** ([Figure 5.10a](#)) : grille incluant la bathymétrie et représentant les îles Kiribati. A cause du lissage de la topographie destiné à éviter les erreurs numériques, les îles restaient initialement à une profondeur de 1000 m environ ; nous avons donc appliqué un masque⁵ afin de les représenter.
- **grille NK** ([Figure 5.10b](#)) : grille sans îles. L'ensemble de la topographie est plafonnée à 4000 m de fond qui représente la profondeur de la plaine abyssale, ce qui signifie que la profondeur minimale sur l'ensemble de la zone est de 4000 m (profondeur comprise entre 4000 m et 6200 m environ).

La configuration Kiribati a été utilisée avec des grilles différentes et des dates d'initialisations différentes, de telle sorte que trois runs ont été exploités :

- **run K** : utilisation de la grille K, initialisation le 8 janvier 1996
- **run Kbis** : utilisation de la grille K, initialisation le 12 juillet 1995
- **run NK** : utilisation de la grille NK, initialisation le 8 janvier 1996

¹ Global 30 Arc-Second Elevation Dataset, voir section 2.3-2.a page 93 ² *Cravatte et al. (2006)*, voir section 2.3-2.c page 95 ³ *Menkes et al. (1998)*, voir section 2.3-2.b page 94 ⁴ *Kalnay et al. (1996)*, voir également la section 2.3-2.b ⁵ Pour plus de détails sur le fonctionnement du masque, se reporter section 2.3-2 page 93.

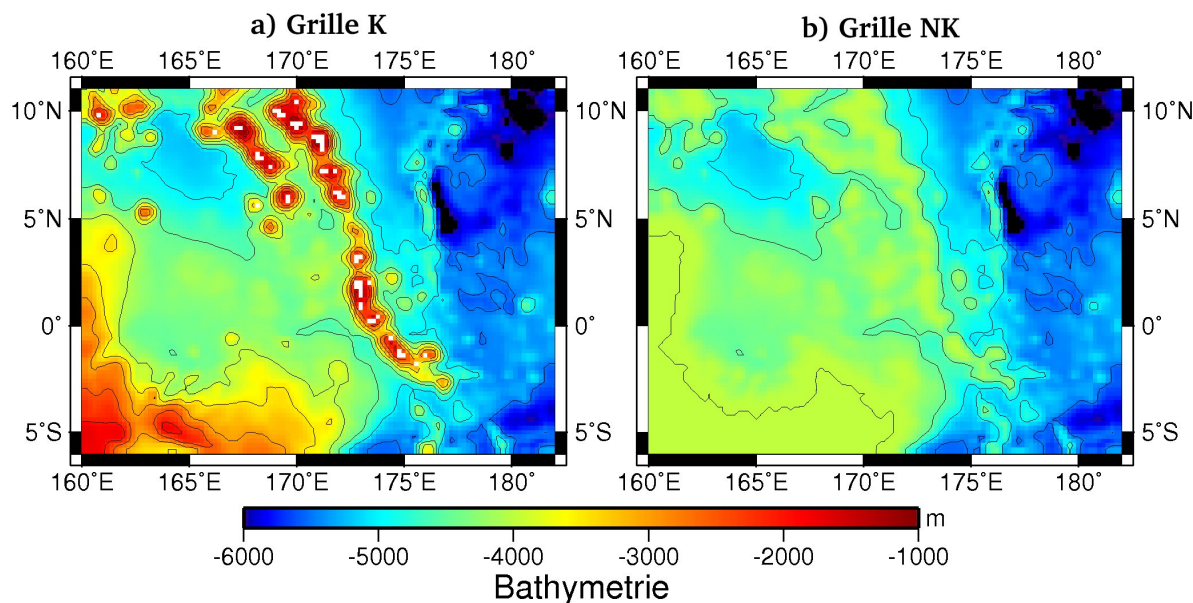


Figure 5.10 – Bathymétrie des grilles utilisées dans la configuration Kiribati du modèle ROMS : grille K incluant les îles (a) et NK où la profondeur minimale est de 4000 m (b), contours tous les 500 m. Les pixels blancs en (a) représentent le masque appliqué à la grille K.

5.2-2 Validation

Le run K, censé représenter la “réalité”, a été validé sur l’année 1998 à partir des données satellite et *in situ*, et l’influence des conditions initiales a été estimée à partir d’une comparaison entre les run K et Kbis (méthode utilisée dans [Blanke et al. \(2002\)](#)). L’ensemble des figures de validation est reporté en annexe B page 241.

En ce qui concerne l’influence des conditions initiales, l’excellente corrélation obtenue entre les run K et Kbis ([Figure B.1](#) page 241) indique que la date d’initialisation n’a que peu d’influence sur le résultat, ce qui signifie que le système possède une bonne prévisibilité, et que la date d’initialisation ne peut pas être source d’erreur.

Le modèle a ensuite été comparé aux données disponibles, ainsi qu’au run ORCA2 utilisé pour forcer le modèle aux frontières. Les [figures B.2 à B.9](#) pages 242 à 248 détaillent les résultats obtenus. Globalement, une bonne cohérence est observée entre les sorties du run K et les données, tant satellite que *in situ*.

↔ Surface

Les données satellite permettent d’estimer la cohérence globale des sorties du modèle en surface : dans la bande 0°-2°N par exemple ([Figures B.2 et B.3](#)), le modèle ROMS améliore très nettement les résultats par rapport au modèle ORCA2, grâce à une meilleure résolution et à la prise en compte de la présence des îles. Ces figures permettent également

5.2 Utilisation d'une configuration ROMS

de constater l'existence d'un biais froid dans les sorties du modèle ROMS, particulièrement dans la région du bloom (moyenne sur l'année 1998 : 0.4°C). Ce biais froid peut être dû à une surestimation de l'effet d'île, elle-même causée par la présence d'îles trop étendues par rapport à la réalité (résolution un peu trop grossière pour représenter parfaitement les îles). Il est à noter également que les SST TMI ne sont pas fiables près des îles (contamination du signal par les lobes secondaires des micro-ondes).

Nous avons calculé les corrélations et RMS différences pour les SST et SLA, entre les données satellite et les sorties du run K (Figure B.4). Le résultat indique également une bonne corrélation dans la région du bloom entre le run K et les données, malgré le biais froid observé dans cette région (qui explique la forte RMS différence en SST observée à cet endroit-là). Dans le reste de la zone, les corrélations sont largement meilleures pour la SLA que pour la SST. On peut noter que les corrélations les plus faibles en SST correspondent aux régions où la déviation standard des SST TMI et run K est la plus faible (non montré).

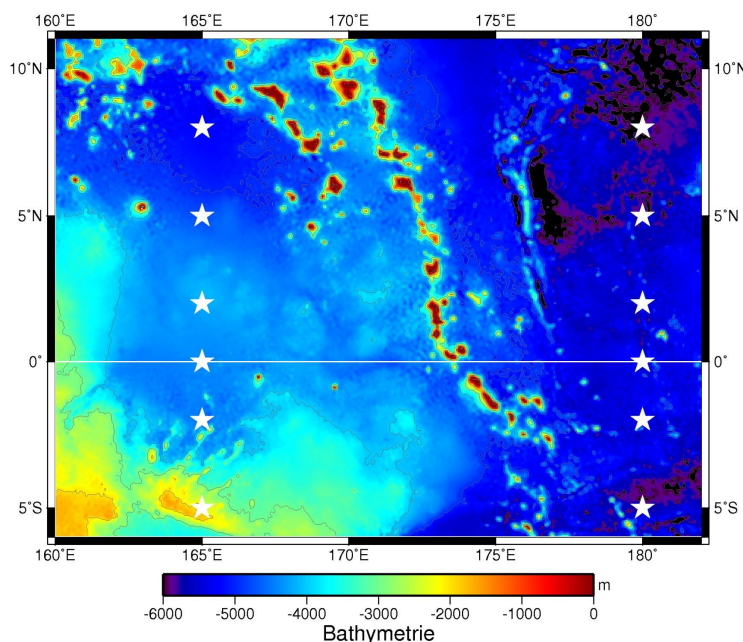


Figure 5.11 – Bathymétrie de la région d'étude (GTOPO30), contours tous les 500 m. Les étoiles blanches représentent les mouillages TAO, la ligne blanche l'équateur.

↔ Profils verticaux de température

Les sorties du modèle en 3D ont été validées grâce aux données TAO (étoiles blanches de la figure 5.11), en comparant les profils moyens et de déviation standard TAO/RunK/ORCA2, ainsi que la corrélation et RMS différence avec TAO. Nous avons étudié les profils de température disponibles à l'ensemble des sites TAO 165°E et 180° (Figures B.5 à B.8), et les profils de courants zonaux disponibles uniquement à 165°E , 0° (Figure B.9). En ce qui concerne les profils de température, la correspondance TAO/RunK est dans l'ensemble très bonne. Les sorties du run K montrent une légère amélioration par rapport aux sorties

ORCA2, notamment près de la surface où ORCA2 est caractérisé par un biais chaud très marqué, et surtout pour les stations TAO proches de la région du bloom (165°E , 2°S , 0° et 2°N , encadrées en vert sur les figures).

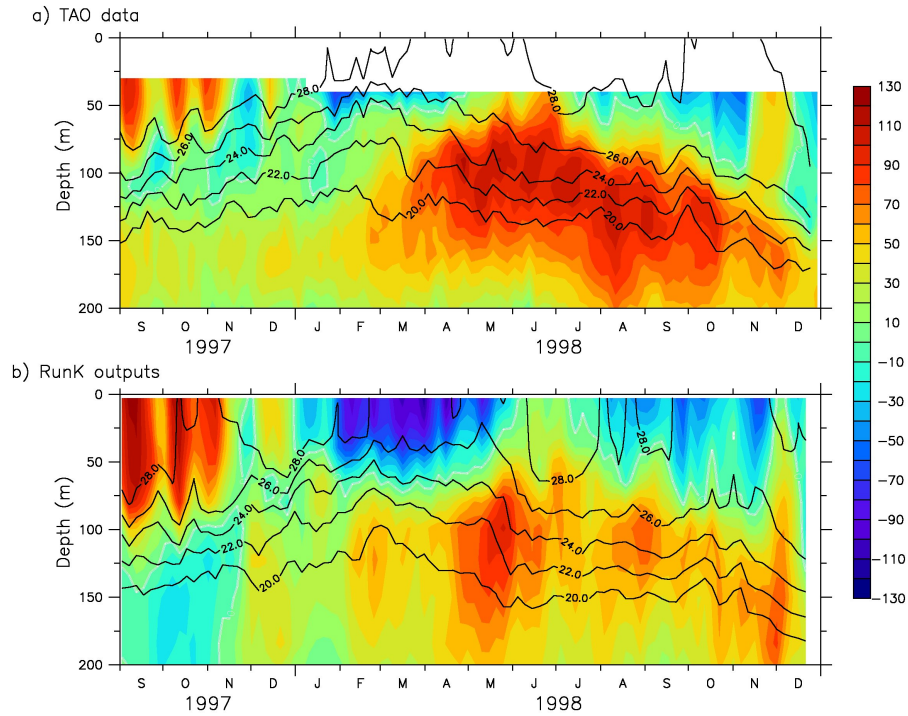


Figure 5.12 – Comparaison des courants zonaux (m s^{-1} , couleurs, iso-courants 0 m s^{-1} en blanc) et des isothermes ($^\circ\text{C}$, noir) à 165°E , 0° : données TAO (a) et sorties du run K (b).

↪ Profils verticaux de courants et sous-courant équatorial

Par contre la comparaison des profils de courants est moins satisfaisante : le profil moyen est correct mais la vitesse de l'EUC est sous-estimée de presque 20 cm s^{-1} , la déviation standard est mal représentée et les corrélations sont mauvaises en-dessous de 150 m environ (sous le maximum de vitesse de l'EUC). Afin de mieux visualiser la représentation des courants (notamment EUC) dans le run K par rapport aux données TAO, et les biais associés, la [figure 5.12](#) permet une comparaison à 165°E , 0° . Cette figure, et également la [figure 2a](#) de l'article [Messié et al. \(2006b\)](#) (voir page 177), indique que la structure verticale du système de courants équatorial (courant de surface / sous-courant) est globalement bien représentée.

Cependant comme dit précédemment, l'EUC est trop lent, et sa variabilité n'est pas très bien représentée : en particulier un pic de vitesse apparaît en mai dans les sorties du run K, qui n'existe pas dans les données TAO où la vitesse de l'EUC apparaît beaucoup plus régulière. Mais si l'on considère qu'une bonne représentativité de l'EUC n'est nécessaire que jusqu'à début juin (le pic du bloom ayant lieu en mai), cette décélération du sous-courant en juin alors que les données indiquent un maintien de la vitesse est sans conséquence sur notre étude du bloom.

5.2 Utilisation d'une configuration ROMS

Si l'on se place à 40 m de profondeur, limite des données TAO, on voit très nettement sur la [figure 2a](#) de l'article [Messié et al. \(2006b\)](#) (voir page 177) que l'inversion des courants est en retard de 3 semaines environ dans les sorties du run K. Cependant ce "retard" est davantage dû à un sous-courant un peu trop profond dans le modèle qu'à un réel décalage temporel. Si l'on regarde l'isoligne 0 pendant la génération et le pic du bloom, son évolution est similaire dans les données et les sorties du run K, même si elle est plus profonde dans le modèle. Cette différence est d'une vingtaine de mètres pendant la génération du bloom, autour d'une dizaine de mètres en avril au moment de l'augmentation brutale des concentrations de chlorophylle, et à nouveau plus importante pendant le pic du bloom.

↪ En résumé :

- ⇒ bon accord global entre les données et les sorties du modèle ROMS (run K)
- ⇒ nette amélioration en température par rapport aux sorties ORCA2, surtout en surface et dans la région du bloom
- ⇒ principaux biais observés dans les sorties du run K :
 - biais froid dans la région du bloom
 - sous-courant un peu trop profond, trop lent surtout à partir de juin, remontée un peu faible par rapport à TAO.

5.2-3 Expériences réalisées

A partir des run K et NK, différentes expériences ont été réalisées afin d'estimer notamment l'évolution des réservoirs de nutriments - fer et nitrate - pendant les différentes phases du bloom, et également d'étudier l'influence de certains paramètres tels que le vent. Nous détaillons ici les différentes expériences réalisées, les résultats correspondant étant présentés dans les sections [5.3-3](#) à [5.3-5](#) à partir de la page 187.

5.2-3.a Utilisation d'un traceur passif (étude du nitrate)

Objectifs de l'expérience :

- ⇒ tester l'hypothèse d'un apport en surface d'eaux riches en nitrate par effet d'île, qui expliquerait la génération du bloom
- ⇒ tester l'hypothèse d'une advection d'eaux pauvres depuis l'ouest qui entraînerait le traceur passif vers l'est, et expliquerait ainsi le déclin du bloom et son advection vers l'est
- ⇒ utiliser les bilans de traceurs afin de déterminer les processus à l'œuvre pendant les différentes phases du bloom
- ⇒ comparer les résultats pour les run K et NK afin de déterminer le rôle joué par les îles.

Un traceur passif est un champ virtuel dont le comportement ressemble aux traceurs actifs tels que température et de salinité, puisqu'il est mélangé/advecté dans le modèle de la même manière. Mais contrairement aux traceurs actifs, un traceur passif n'affecte pas la circulation (pas d'impact sur la densité de l'eau). Nous utilisons un traceur sans source et puits, en particulier sans échanges avec l'atmosphère (contrairement à la température par transfert de chaleur, et à la salinité par évaporation / précipitation). Des rappels aux frontières sont appliqués avec les mêmes coefficients¹ que pour la température et la salinité. Ainsi en partant d'un champ initial donné, l'utilisation d'un traceur passif permet par exemple de suivre l'évolution d'une masse d'eau.

Il existe des sources et puits de nitrate, puisqu'il est créé par reminéralisation dans la colonne d'eau, et disparaît par assimilation par le phytoplancton. Il est donc important de bien garder à l'esprit que le traceur passif utilisé n'a pas pour prétention de représenter le champ de nitrate. Il ne s'agit pas d'un modèle biologique donc il n'y a pas de compartiment de nitrate modélisé (cette remarque est également valable pour les flotteurs lagrangiens qui ne représentent pas exactement des particules de fer). Cependant, l'étude d'un traceur passif initialisé avec des concentrations similaires à celles du nitrate, permet d'avoir une bonne idée de l'évolution des masses d'eau potentiellement riches en nitrate pendant le bloom.

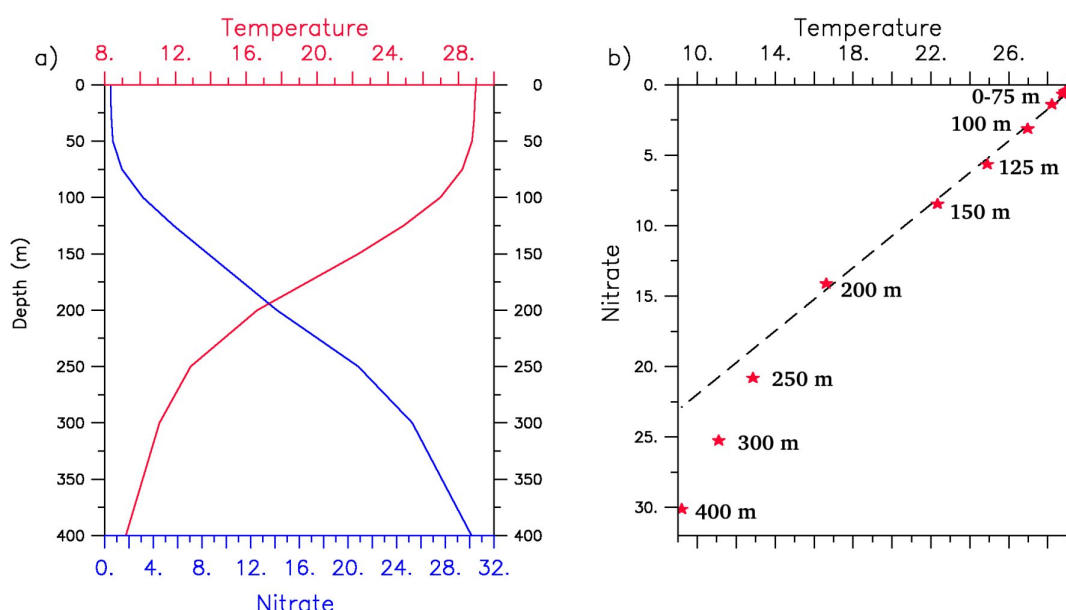


Figure 5.13 – A partir de la climatologie WOA01 sur la région 160°E-180°, 10°S-10°N : a) profils moyens de nitrate ($\mu\text{mol L}^{-1}$) et température ($^{\circ}\text{C}$) en fonction de la profondeur ; b) profil moyen de nitrate en fonction du profil moyen de température (étoiles rouges, les profondeurs correspondantes sont indiquées) et régression linéaire correspondante sur la zone 20-200 m (tirets).

Les profils de nitrate en régime oligotrophe sont très caractéristiques, avec des concentrations nulles dans la couche de surface et augmentant avec la profondeur², et une très bonne anticorrélation avec la température. L'écosystème étant de type oligotrophe à la fin

¹ voir annexe A page 239 ² voir section 1.3-1 page 47

5.2 Utilisation d'une configuration ROMS

de l'El Niño 1997-98 (*Chavez et al., 1999*), le traceur passif a été initialisé le 30 août 1997 dans les run K et NK à l'aide d'une régression linéaire sur la température ; la même relation est ensuite appliquée pour les rappels aux frontières :

$$\begin{cases} [PasTr] = 0 & \text{pour } T > 24^{\circ}C \\ [PasTr] = 27 - 1.124 * T & \text{pour } T \leq 24^{\circ}C \end{cases}$$

L'isotherme 24°C a été choisie comme limite après plusieurs tests de sensibilité, et parce qu'elle reste toujours sous la couche euphotique de 50 m alors que les isothermes plus chaudes y pénètrent (Figure 5.12b). Le coefficient linéaire utilisé (-1.124) a été obtenu par régression linéaire du nitrate sur la température dans les données du WOA01¹ (Figure 5.13), dans la zone 160°E-180°, 10°S-10°N, 20-200 m (thermocline). Comme on peut le voir sur la figure, la régression linéaire est excellente : la RMS différence entre le profil de nitrate WOA01 et le pseudo-profil de nitrate obtenu par la régression linéaire est inférieure à 0.3 $\mu\text{mol L}^{-1}$. L'ordonnée à l'origine (27) a été fixée de telle sorte que la concentration soit nulle au niveau de l'isotherme 24°C.

5.2-3.b Utilisation de flotteurs lagrangiens virtuels (étude du fer)

Objectifs de l'expérience :

- ⇒ tester l'hypothèse d'un éventuel apport de fer vers la mi-avril, qui serait susceptible d'expliquer l'augmentation soudaine de chlorophylle observée à ce moment-là
- ⇒ comparer les résultats pour les run K et NK afin de déterminer le rôle joué par les îles.

L'hypothèse que nous nous proposons de vérifier (apport soudain de fer mi-avril) est basée sur l'existence possible d'un maximum de fer dans l'EUC. Cette dernière hypothèse s'appuie notamment sur les études de *Gordon et al. (1997)* et *Mackey et al. (2002b)*. Les premiers ont étudié des profils de fer à 140°W, effectués en 1990 et 1992, et notent la présence d'un pic de fer dissous et particulaire, associé avec l'EUC (Figure 5.14, voir aussi la section 1.3-2 page 52). *Mackey et al. (2002b)* ont également mesuré des profils de fer à l'équateur, en 1993, 1997 et 2000, mais dans l'ouest du bassin (Figure 5.15). Dans les deux cas, on observe effectivement un pic de la concentration en fer situé non dans le cœur du sous-courant, mais juste en dessous, vers 200-250 m. Nous avons fait l'hypothèse que ce pic est effectivement associé à l'EUC, et en tant que tel pourrait être plus proche de la surface lorsque le sous-courant remonte, comme cela a été le cas en 1998.

A cause du manque de données disponibles, et du fait que ces 4 profils ont été mesurés à une date et un emplacement très différents de notre bloom, il est difficile de dégager des critères rigoureux permettant de représenter correctement les profils de fer. De plus, le temps de résidence du fer dans la couche euphotique est très faible lorsque celui-ci est limitant

¹ World Ocean Atlas 2001

(voir par exemple *Gordon et al. (1998)*, où les auteurs calculent un temps de résidence de 28-40h pour le fer dissous), ce que nous pensons être le cas du moins à partir de février (régime probablement HNLC, voir section 5.1-4 page 161). L'utilisation d'un traceur passif serait donc difficilement exploitable, car celui-ci s'accumulerait dans la couche de surface alors qu'en réalité le fer est consommé très rapidement. Nous avons donc préféré ne pas chercher à représenter le champ de fer, mais plutôt partir de l'hypothèse d'un maximum de fer dans l'EUC. Nous avons ainsi choisi d'injecter des flotteurs lagrangiens à la frontière ouest du domaine, dans le cœur du sous-courant, dans les run K et NK, et de détecter leur arrivée dans la couche euphotique. Ces flotteurs sont lâchés tous les 10 jours, à partir de la réapparition du sous-courant fin janvier, jusqu'à début juin.

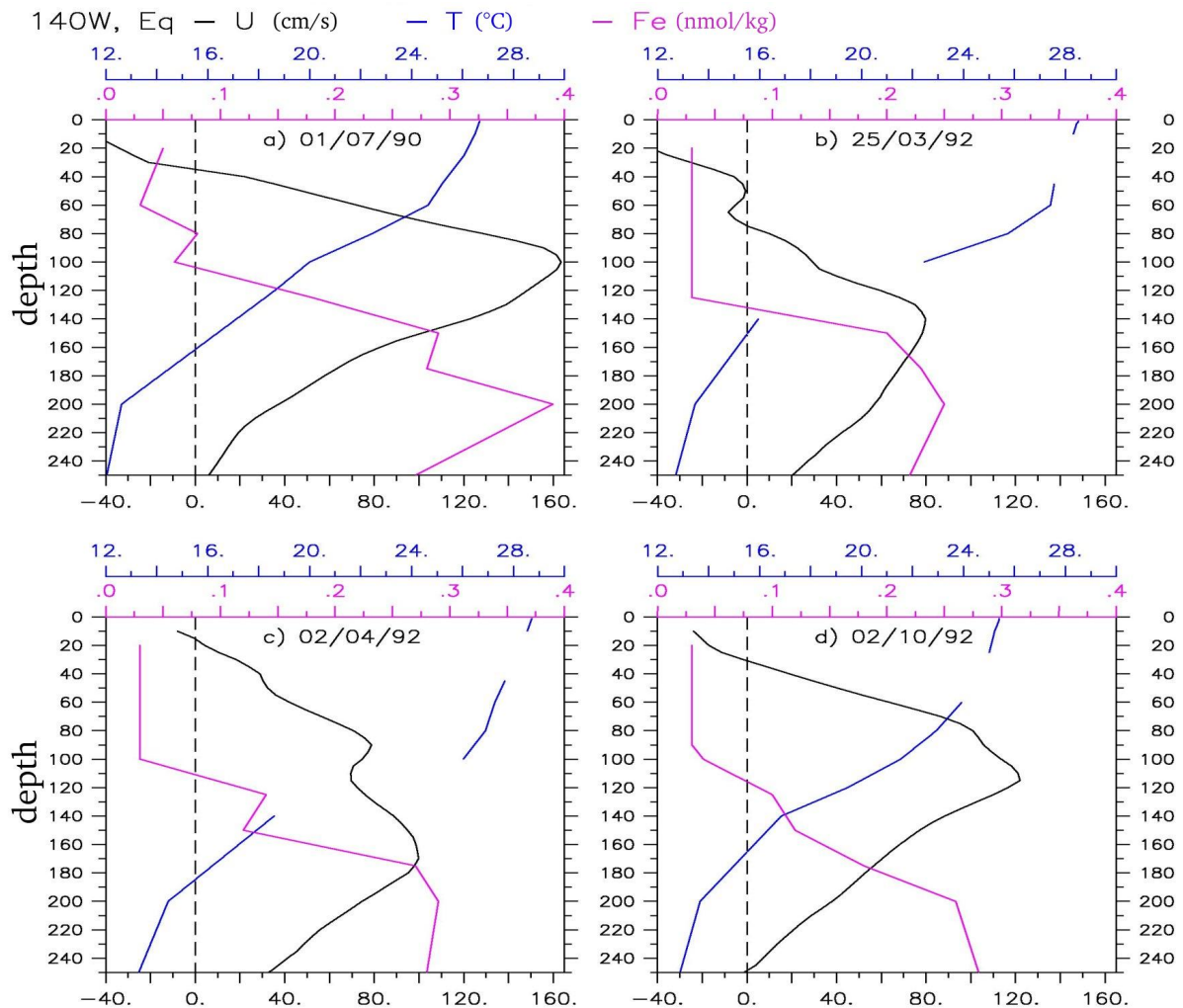


Figure 5.14 – Profils de fer dissous (nmol kg^{-1}) à 140°W , 0°N (violet), obtenus pendant les campagnes FeLine (juillet 1990, a), JGOFS-EqPac I (mars-avril 1992, b et c) et II (octobre 92, d). Les profils de température ($^\circ\text{C}$) et courants zonaux (cm s^{-1}) aux mêmes dates, obtenus à partir du mouillage TAO correspondant, sont superposés.

5.2 Utilisation d'une configuration ROMS

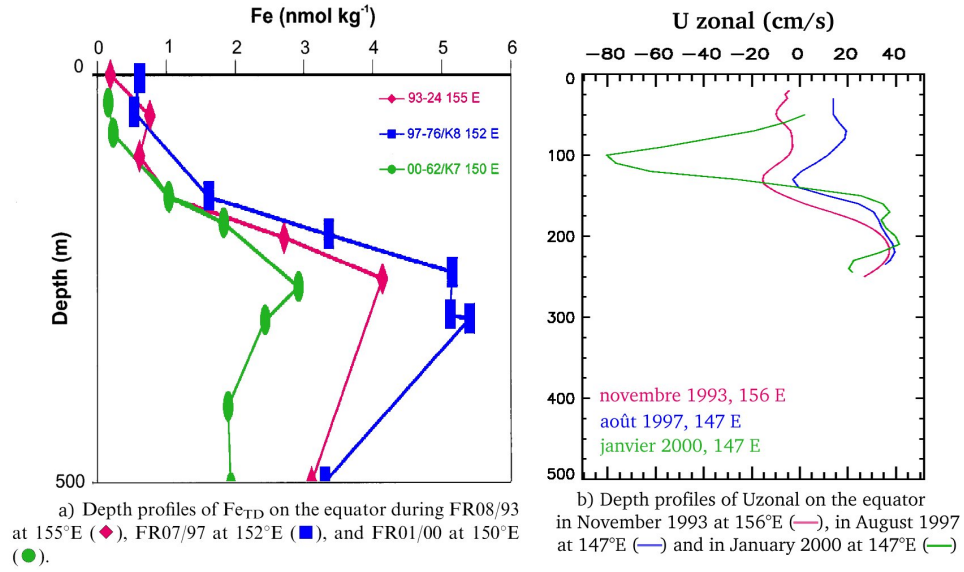


Figure 5.15 – (a) Profils de fer (Fe_{TD} , total dissolvable iron) à l'équateur, obtenus pendant les campagnes FR08/93 (novembre 1993, rouge, 155°E), FR07/97 (août 1997, bleu, 152°E) et FR01/00 (janvier 2000, vert, 150°E). Figure modifiée de [Mackey et al. \(2002b\)](#), fig.13. (b) Profils de courants zonaux aux mêmes dates, obtenus à partir des données TAO les plus proches.

Les conditions utilisées pour les lâchés de flotteurs sont les suivantes :

- longitude 160°E, latitude comprise entre 2°S et 2°N
- profondeur supérieure à 80 m
- vitesse supérieure à 80% de la vitesse maximale de l'EUC
- 10 flotteurs par point, lâchés à intervalle de temps régulier dans l'espace d'une journée
- lâchés tous les 10 jours, du 27/01/98 au 06/06/98

La [figure 5.16](#) présente un exemple de position initiale des flotteurs, dans la section méridienne le long de la frontière ouest du domaine.

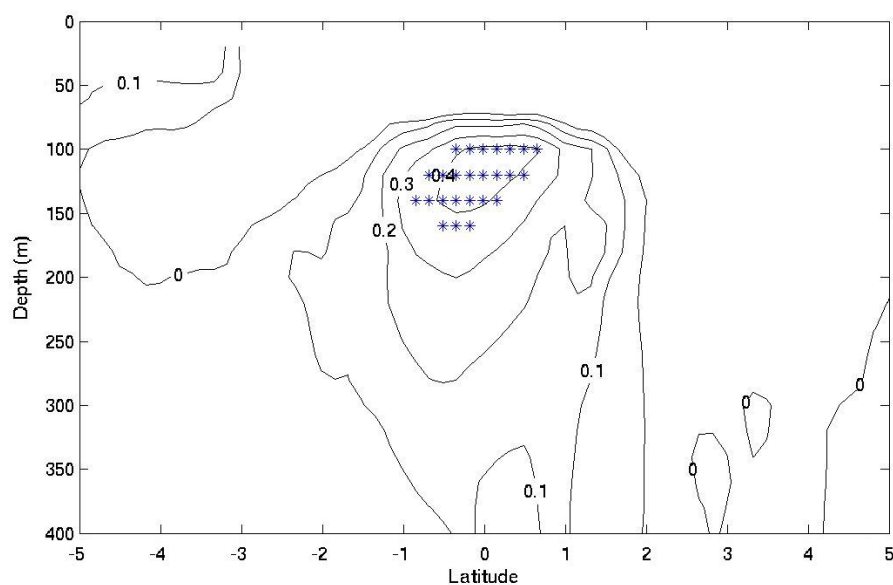


Figure 5.16 – Exemple de position initiale des flotteurs (18 mars 1998) : section méridienne le long de 160°E (frontière ouest du domaine), la position des flotteurs est indiquée en bleu, les contours représentent les isolignes du courant zonal. Chaque étoile correspond au lâcher de 10 flotteurs, à intervalle de temps régulier dans l'espace d'une journée.

5.3 Résultats

Les pages suivantes présentent un article publié dans *Geophysical Research Letters*, qui résume les principaux résultats de cette étude. Les sections suivantes présentent des études plus détaillées des sorties du modèle (section 5.3-2 page 181), ainsi que les résultats des expériences de traceur passif (section 5.3-3 page 187), de flotteurs lagrangiens (section 5.3-4 page 193) et de rôle du vent (section 5.3-5 page 200).

5.3-1 Article : Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997-98 El Niño: the role of the Kiribati Islands

Article paru dans *Geophysical Research Letters*, le 18 juillet 2006 :

Messié, M., M.-H. Radenac, J. Lefèvre, and P. Marchesiello (2006), Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997-1998 El Niño : The role of the Kiribati Islands. *Geophysical Research Letters*, 33, L14601, doi :10.1029/2006GL026033.

Résumé en français :

Pendant la transition entre les conditions El Niño et La Niña en 1998, un bloom de très forte intensité s'est produit à proximité de l'équateur, vers 170°E, avec des concentrations en chlorophylle atteignant plus de 0.8 mg m⁻³ en mai. Des études antérieures attribuent ce bloom à un upwelling causé par les vents, et à la remontée du sous-courant équatorial. Cependant, même si les mécanismes du bloom semblent bien compris, ces études ne permettent pas d'expliquer sa localisation particulière, qui coïncide avec la présence des îles Kiribati. En combinant une approche numérique avec les observations, nous montrons que ces îles ont été capables de perturber localement la dynamique physique de la région. L'utilisation d'un traceur passif, initialisé à l'aide d'une climatologie de nitrate, semble indiquer qu'un effet d'île a généré le bloom, en amplifiant le mélange des eaux à l'ouest des îles (brassage par tourbillons). Cet effet d'île a pour conséquence une forte remontée du traceur passif dans le modèle, simulant une possible remontée d'eaux riches en nitrate. Des flotteurs lagrangiens ont ensuite été utilisés afin d'estimer le comportement du fer apporté dans la zone par le sous-courant. Une importante arrivée de flotteurs début avril dans la couche euphotique, à l'ouest des îles, indique que la barrière formée par la présence des îles a amplifié la remontée de l'EUC, expliquant ainsi le pic du bloom. Cette étude montre que les îles Kiribati ont perturbé les champs de nutriments, de telle sorte qu'elles ont été directement responsables de la localisation et de l'ampleur du bloom.



Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997–1998 El Niño: The role of the Kiribati Islands

M. Messié,¹ M.-H. Radenac,¹ J. Lefèvre,² and P. Marchesiello³

Received 13 February 2006; revised 17 May 2006; accepted 26 May 2006; published 18 July 2006.

[1] During the transition between El Niño and La Niña conditions in 1998, a dramatic bloom occurred near the equator around 170°E, with chlorophyll concentrations reaching more than 0.8 mg m⁻³ in May. Previous studies attributed this bloom to a wind-driven upwelling and to the shoaling of the Equatorial Undercurrent (EUC), but they did not explain its particular location near the Kiribati Islands. By combining simulations with observations, we determined that these islands were able to locally disrupt the physical dynamics and the nutrient fields to the extent that they were directly responsible for the location and the amazing strength of the bloom. Our results suggest that an island mass effect was responsible for generating the bloom, while the barrier formed by the islands increased EUC shoaling to the west of them, which explained the bloom peak. **Citation:** Messié, M., M.-H. Radenac, J. Lefèvre, and P. Marchesiello (2006), Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997–1998 El Niño: The role of the Kiribati Islands, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14601, doi:10.1029/2006GL026033.

1. Introduction

[2] The 1997–98 El Niño was the strongest event of the century, both in terms of physical and biological records. It also coincided with the launching of the Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) in September 1997, which for the first time, enabled large scale studies of the biological consequences of El Niño to be undertaken. In particular, at the end of this event, dramatic increases in chlorophyll concentration occurred in different areas of the equatorial Pacific basin [Ryan *et al.*, 2002]. This paper focusses on a bloom which took place along the equator near 170°E (Figure 1a), during the transition between El Niño and La Niña (March–June 1998). This bloom was exceptional in size (almost 500,000 km²), in length, and in strength, with chlorophyll concentrations reaching more than 0.8 mg m⁻³ in May, in a region where the average concentration (1998–2004) hardly reaches 0.15 mg m⁻³.

[3] Several authors have explained the bloom by means of different mechanisms. Murtugudde *et al.* [1999] observed a reduction in barrier layer thickness in model simulations, and attributed the bloom to a wind-driven upwelling and to turbulent vertical mixing. Wilson and Adamec [2001] pointed out that it coincided with the reappearance and

shoaling of the Equatorial Undercurrent (EUC), which is said to be the major source of iron for the High Nutrient Low Chlorophyll (HNLC) equatorial ecosystem [Gordon *et al.*, 1997]. A synthesis, conducted by Ryan *et al.* [2002], concluded that the bloom resulted from both wind-driven upwelling and vertical mixing, which were efficient because of the anomalously shallow thermocline and EUC following the El Niño event.

[4] However, one point remains unclear: why did the bloom take place in this particular region? In fact, the nutricline and EUC shoaled across the whole equatorial basin [Radenac *et al.*, 2001; Wilson and Adamec, 2001]. A careful examination of the SeaWiFS images shows that high-chlorophyll waters appear to originate from islands east of the bloom (Figure 1a). The Gilbert Islands which are part of the Republic of Kiribati, are small coral atolls which rise from the 4000 m deep surrounding abyssal plain. This paper thus describes how a modeling approach coupled with data analysis was undertaken to assess whether the islands contributed in any way to the bloom generation and development. We will show the extent to which the islands disrupted the large-scale circulation, in a way which favored bloom conditions.

2. Data and Model

2.1. Data

[5] In-situ and satellite data were used to assess the physical and biological context of the bloom and to validate the model outputs (1997–1998). Surface chlorophyll concentrations were SeaWiFS version 4, 9km, 8-day composites obtained from the Distributed Active Archive Center at NASA Goddard Space Flight Center. Sea Surface Temperatures (SST) were taken from Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI) data, produced by Remote Sensing Systems (1/4° × 1/4° weekly maps). Sea level anomalies (SLA) were a TOPEX/Poseidon-ERS2 combined product delivered by the Space Oceanography Division of CLS (1/3° × 1/3° weekly maps). We also used 5-day temperature profiles recorded at the 165°E and 180° moorings (Figure 1, white stars), and ADCP zonal current profiles recorded at the 165°E equatorial mooring from the Tropical Atmosphere Ocean/Triangle Trans-Ocean buoy Network (TAO/TRITON).

2.2. Numerical Model

[6] The Regional Ocean Modeling System (ROMS) is a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate ocean model [Shchepetkin and McWilliams, 2005]. The grid is set to 160°E–178°W, 6°S–11°N, with a resolution of 1/6°, and 30 vertical levels with surface refinement are taken into account. The model is forced along its boundaries with 5-day outputs of a 2° global configuration of the Ocean

¹Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiales, CNRS, IRD, UPS, CNES, Toulouse, France.

²Centre IRD de Nouméa, Nouméa, New Caledonia.

³Centre IRD de Bretagne, Plouzané, France.

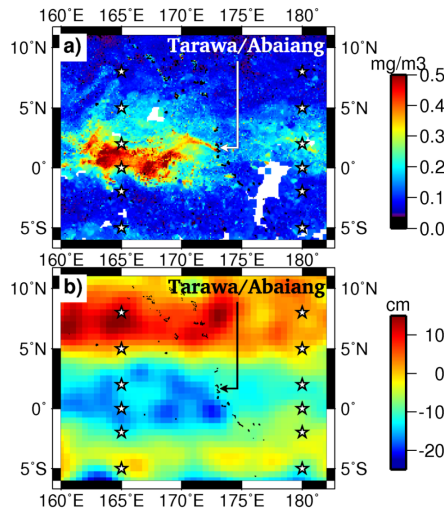


Figure 1. ROMS domain: (a) SeaWiFS chlorophyll (mg m^{-3} , white areas: clouds), 22–28 March and (b) TOPEX/Poseidon – ERS SLA (cm), 29 March – 4 April (1998). White stars indicate TAO buoys.

Parallel (OPA) model (S. Cravatte et al., Progress in the 3-D circulation of the eastern Equatorial Pacific in a climate ocean model, submitted to *Ocean Modelling*, 2006). Wind forcing is calculated from daily wind stress derived by combining TAO data with ERS scatterometer data, and other atmospheric forcing is computed from NCEP 6-hour reanalysis. We ran the model for the 1996–1998 period with two different grids: first, the bathymetry included the Kiribati Archipelago (run K), second, the depth of the abyssal plain (4000 m) was ascribed to the islands location (run NK).

[7] Satellite SST and SLA were in very good agreement with run K outputs, although a cold bias (1998 average: 0.4°C) was found in the bloom region. The average and standard deviation of simulated vertical profiles of temperature were consistent with TAO data at all locations. The vertical structure of zonal currents was well simulated, however, the EUC was slower in the model (especially from June 1998 onward) and its shoaling was weaker than in the TAO data (Figure 2a).

3. Satellite and in Situ Bloom Study

3.1. Bloom Generation: An Island Mass Effect?

[8] In January 1998, primary production was nitrate-limited with chlorophyll concentrations typical of the warm pool oligotrophic ecosystem in which the thermocline matches the nutricline [Chavez et al., 1999]. At the same time, the EUC was either very weak or absent and the nutricline was unusually shallow across the equatorial Pacific. Both chlorophyll and SLA data clearly showed a sharp step near the islands (Figures 3a and 3b). This suggests an island mass effect, defined as an increase of chlorophyll concentration and biological productivity downstream of an oceanic island. The 170°E bloom was downstream when the westward South Equatorial Current (SEC) was flowing, from January to April as seen from TAO data at 165°E (Figure 2a), during the bloom generation.

The major enrichments occurred west of the Tarawa/Abaiang group of islands (1.5°N) in SeaWiFS data (Figure 1a).

[9] Since the Kiribati Islands are low coral atolls, land erosion is unlikely to shed nutrients into surface waters. Consequently, possible mechanisms would be upwelling and thermocline uplift in the lee of the islands, and mixing in eddies formed by the flow disturbance, which is coherent with the observed cold satellite SST (not shown) and low SLA data downstream of the islands (Figures 1b and 3b). The characteristics of the wake past an isolated low-latitude island [Heywood et al., 1996] can be predicted from the Reynolds number ($\text{Re} = UL/\nu$), where ν is the horizontal eddy viscosity ($100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), L the dimension of the island (80 km for Tarawa/Abaiang), and U the incident current speed (0.5 m s^{-1} from run K outputs and TAO data). We obtained $\text{Re} = 400$, which should be compared with the threshold for eddy shedding: 70 [Heywood et al., 1996]. This meant that a Von Karman vortex street was expected, and strong mixing within eddies would enhance the effect of upwelling-favorable winds. The subsequent nutrient input from a deeper layer could explain the bloom generation. However, compared to the study of Heywood et al. [1996], the island is part of an archipelago, thus, this simple scale study only gives a hint of such turbulent processes.

3.2. Bloom Peak: A Sudden Input of Iron?

[10] Chlorophyll concentrations west of the islands increased slowly during the bloom generation. In February, they reached values similar to the ones usually measured in the HNLC ecosystem of the central Pacific. Around mid-April, they abruptly increased, reaching 0.7 mg m^{-3} on a 0°N – 2°N average in less than two weeks (Figure 3a). The EUC reappeared in January, gradually strengthened and shoaled, and induced a reversal of zonal currents in the euphotic zone (about 50 m; Ryan et al. [2002]) in April–May (Figure 2a). Thus an island wake effect cannot explain the highest chlorophyll concentrations observed at the same time on the west side of the islands. Since the peak of the bloom coincided with the iron-rich EUC shoaling into the euphotic zone, we suggest, following Wilson and Adamec

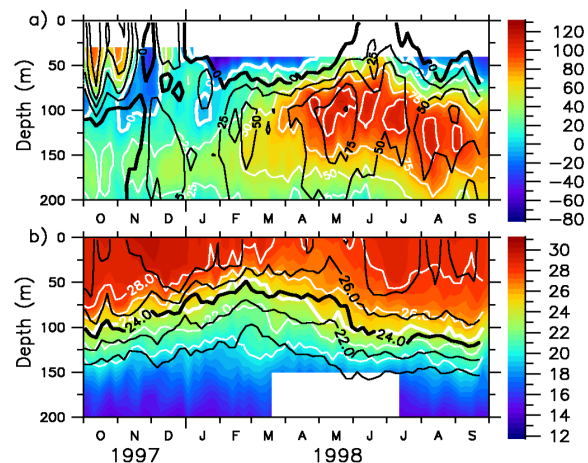


Figure 2. At 165°E , 0°N : (a) zonal currents (cm s^{-1}) and (b) temperature profiles ($^\circ\text{C}$) from TAO data (color and white lines) and run K outputs (black lines).

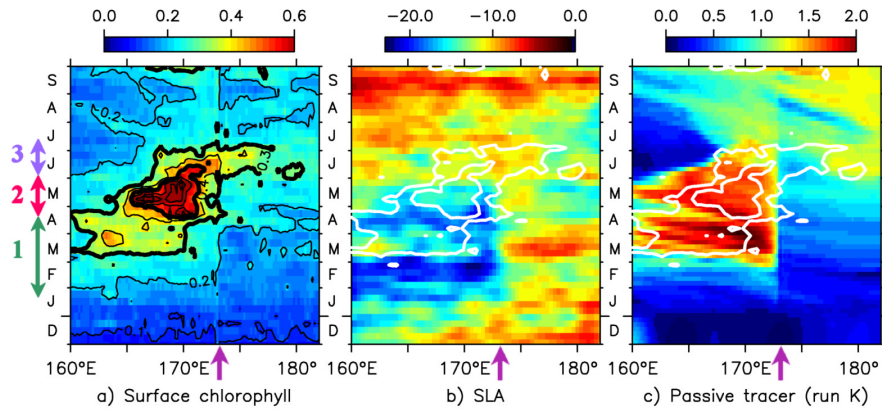


Figure 3. 0°N–2°N longitude-time plots of (a) SeaWiFS chlorophyll concentration (mg m^{-3}); (b) TOPEX/POSEIDON SLA (cm); and (c) run K passive tracer concentration (dimensionless). The bloom domain is overlaid on Figures 3b and 3c as a white line. The purple arrows indicate the islands position. Colored arrows show the three phases of the bloom: 1- bloom generation (green), 2- bloom peak (red), 3- bloom demise (blue).

[2001], that the dramatic increase of chlorophyll concentrations was due to a sudden input of iron. The bloom intensity then dropped as it was advected eastward past the islands, probably because of EUC surfacing. By the end of June, chlorophyll concentrations and SST were back to climatological levels.

4. Numerical Experiments

[11] In order to assess the role of the Kiribati Islands in the regional dynamics, to verify the occurrence of an island mass effect during the growth of the bloom as expected from the theory and to test the hypothesis of a sudden input of iron in mid-April, we compared run K (with Kiribati Islands) and run NK (no islands) outputs.

4.1. Role of Kiribati Islands in the Regional Dynamics

[12] Flow disturbance by the Kiribati Islands clearly affected run K outputs. We observed meanders and eddies appearing downstream of the islands in February, especially behind the Tarawa and Abaiang atolls and these developed as the incident current strengthened. Simultaneously, cold SST appeared just downstream of the islands, as well as low SLA and high surface water density. Temperature and density isolines rose by 40 m just west of the islands and slightly deepened east of them (Figure 4a) especially from mid-February to May. The EUC shoaled west of the islands, and deepened by more than 40 m east of them (Figure 4b). Meandering, eddy formation, and isopycnal rise are characteristic of an island mass effect.

4.2. Nitrate Behavior From a Passive Tracer

[13] A passive tracer was used to mimic the behavior of nitrate-rich water masses. Although it follows the advection-diffusion equation, such a tracer is not representative of a modeled nitrate compartment as no sources and sinks are applied. Passive tracer concentrations ($[PasTr]$) were initialized in September 1997 from a nitrate-temperature relationship calculated from the *World Ocean Atlas 2001* data set [Conkright et al., 2002; Stephens et al., 2002]: $[PasTr] = 0$ for $T > 24^\circ\text{C}$, and $[PasTr] = 27 - 1.1235 \times T$

otherwise. The same conditions were then applied as boundary forcing. The tracer-dyed water mass was advected and mixed in run K, and high surface concentrations, confined west of the islands, were found from March to June (Figure 3c). In run NK (not shown), tracer concentrations notably began to increase only in mid-April, mainly in the eastern part of the domain. High $[PasTr]$ (> 1.5) in run K were found when and where chlorophyll concentrations exceeded 0.3 mg m^{-3} , but not specifically during the bloom peak. This suggests that nitrate inputs may have been the main reason for bloom generation and demise, but cannot explain the sudden chlorophyll increase in mid-April.

4.3. Iron Behavior From Lagrangian Floats

[14] In order to study a potential iron enrichment, we injected Lagrangian particles into the model along the western boundary, between 2°N and 2°S , below 80 m, in the core of the EUC defined as $U > 80\% \text{ MAX}(U_{\text{EUC}})$. The floats were launched every ten days, beginning with the

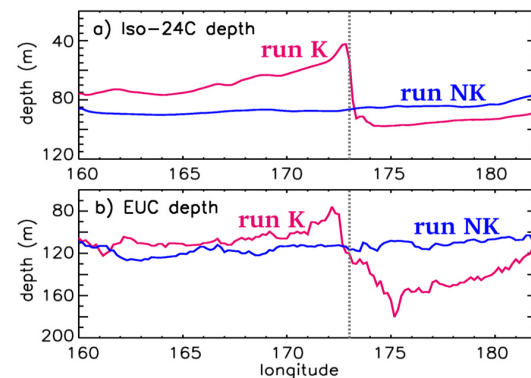


Figure 4. (a) 24°C -isotherm depth averaged between 0°N and 2°N and (b) EUC depth during the bloom generation (March–April 1998), in run K (red) and run NK (blue). Dots indicate the islands position.

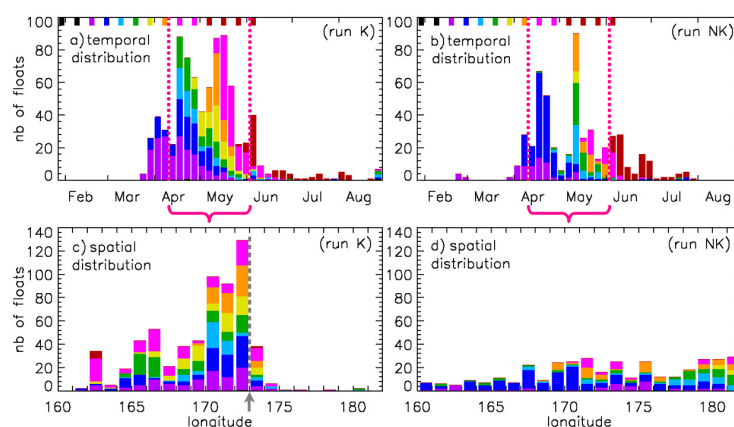


Figure 5. Number of floats originating from the EUC core entering the 50 m upper layer: temporal distribution ((a) run K, (b) run NK) and longitudinal distribution ((c) run K, (d) run NK) for the 10 April – 3 June 1998 period (vertical dotted lines in Figures 5a and 5b). Each color corresponds to the date of float introduction (indicated at the top of Figures 5a and 5b).

EUC recovery in late January. The timing and location of their arrival in the euphotic zone are shown in Figure 5, with each color representing a date of launch. Float arrival in run K (Figure 5a) was about one week late compared to the dramatic increase of chlorophyll concentration, which began around April 10. This may be because of a weakly modeled EUC. The floats setting during the bloom peak (Figure 5c) corresponded to that of the passive tracer and of the chlorophyll high concentrations. In run NK (Figures 5b and 5d), floats in the upper layer were much less numerous and more evenly distributed along longitudes.

[15] These numerical results indicate that local modification of the large-scale dynamics by the Kiribati Islands was able to enhance nutrient supply into the euphotic layer and to force it west of the archipelago. Iron input in the euphotic layer (suggested here by floats coming from the EUC core), which lagged behind nitrate supply (mimicked here by a passive tracer) by a few weeks was probably responsible for peaking of the chlorophyll bloom.

5. Conclusions

[16] Our results suggest that the small Kiribati Islands caused local perturbations of the large-scale equatorial dynamics specific to the El Niño/La Niña transition period, and as such were responsible for the strength and location of the bloom as follows.

[17] From January to April, an island mass effect induced a thermocline (nutricline) uplift and enhanced upwelling and vertical mixing west of the islands. The nitrate concentration increase was probably parallel to that of the simulated passive tracer, driving the bloom generation. Around mid-April, floats released in the EUC core reached the euphotic layer. They most likely represent a sudden input of iron due to the EUC shoaling enhanced by the islands obstacle, which explained the abrupt chlorophyll increase that led to the dramatic bloom observed in May. Finally, when the EUC outcropped and surface current reversed,

oligotrophic waters were advected from the west, leading to the weakening and vanishing of the bloom in June.

[18] Similar blooms have not since been observed at this location, nor has the TAO time series at 165°E shown similar conditions. In the very specific context of the 1997–1998 El Niño/La Niña transition, the Kiribati Islands strongly affected chlorophyll concentrations near 170°E because they acted as an obstacle to both the SEC and the EUC. Compared to previous large-scale studies, careful examination of high-resolution data sets and model outputs revealed the significant impact of small islands on a comparatively huge biological event. However, a physical/biological model with nitrate and iron co-limitations, zooplankton, showing changes in phytoplankton species is needed to better understand the complex physical/biological interactions which occurred during this period.

[19] **Acknowledgment.** We would like to thank the TOGA-TAO Project Office run by M. J. McPhaden for sharing the time series data from the mooring array, Sophie Cravatte and Christophe Menkes for the OPA run we used, and Christophe Maes for his helpful comments.

References

- Chavez, F. P., P. G. Strutton, G. E. Friederich, R. A. Feely, G. C. Feldman, D. G. Foley, and M. J. McPhaden (1999), Biological and chemical response of the equatorial Pacific Ocean to the 1997–98 El Niño, *Science*, **286**, 2126–2131.
- Conkright, M. E., H. E. Garcia, T. D. O'Brien, R. A. Locarnini, T. P. Boyer, C. Stephens, and J. I. Antonov (2002), *World Ocean Atlas 2001* [CD-ROM], vol. 4, *Nutrients*, edited by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 52, 392 pp., NOAA, Silver Spring, Md.
- Gordon, R. M., K. H. Coale, and K. S. Johnson (1997), Iron distribution in the equatorial Pacific: Implications for new production, *Limnol. Oceanogr.*, **43**, 419–431.
- Heywood, K. J., D. P. Stevens, and G. R. Bigg (1996), Eddy formation behind the tropical island of Aldabra, *Deep Sea Res., Part I*, **43**, 555–578.
- Murtugudde, R. G., S. R. Signorini, J. R. Christian, A. J. Busalacchi, C. R. McClain, and J. Picaut (1999), Ocean color variability of the tropical Indo-Pacific basin observed by SeaWiFS during 1997–1998, *J. Geophys. Res.*, **104**, 18,351–18,366.
- Radenac, M.-H., C. Menkes, J. Vialard, C. Moulin, Y. Dandonneau, T. Delcroix, C. Dupouy, A. Stoens, and P.-Y. Deschamps (2001), Modeled and observed impacts of the 1997–98 El Niño on nitrate

5. Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati

L14601

MESSIÉ ET AL.: ISLANDS IMPACT ON AN EQUATORIAL BLOOM

L14601

- and new production in the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, *106*, 26,879–26,898.
- Ryan, J. P., P. S. Polito, P. G. Strutton, and F. P. Chavez (2002), Unusual large-scale phytoplankton blooms in the equatorial Pacific, *Progr. Oceanogr.*, *55*, 263–285.
- Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modell.*, *9*, 347–404.
- Stephens, C., J. I. Antonov, T. P. Boyer, M. E. Conkright, R. A. Locarnini, T. D. O'Brien, and H. E. Garcia (2002), *World Ocean Atlas 2001* [CD-ROM], vol. 1, *Temperature*, edited by S. Levitus, *NOAA Atlas NESDIS 49*, 167 pp., NOAA, Silver Spring, Md.
- Wilson, C., and D. Adamec (2001), Correlations between surface chlorophyll and sea surface height in the tropical Pacific during the 1997–1999 El Niño–Southern Oscillation event, *J. Geophys. Res.*, *106*, 31,175–31,188.
-
- J. Lefèvre, Centre IRD de Nouméa, BPA5, 98848 Nouméa cedex, New Caledonia.
- P. Marchesiello, Centre IRD de Bretagne, BP 70, F-29280 Plouzané, France.
- M. MESSIÉ and M.-H. Radenac, LEGOS, CNRS, IRD, UPS, CNES, 14 avenue Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France. (monique.messie@legos.cnes.fr)

5.3-2 Etude détaillée des sorties du modèle

Cette section détaille les sorties purement physiques des run K et NK, afin de comparer le comportement de différents paramètres (température, salinité, courants, couche mélangée, etc.) en présence et en l'absence des îles. Les différentes expériences réalisées sont ensuite étudiées en détail dans les sections suivantes : traceur passif (section 5.3-3 page 187), flotteurs lagrangiens (section 5.3-4 page 193) et rôle du vent (section 5.3-5 page 200).

5.3-2.a Perturbation des courants par les îles

↔ Perturbation de l'EUC

En profondeur, la [figure 4b](#) de l'article [Messié et al. \(2006b\)](#) page 178 montre clairement que la présence des îles a pour conséquence une remontée de l'EUC côté ouest, donc en amont par rapport à l'EUC (40 m en moyenne pendant la génération du bloom) et un très fort approfondissement en aval, côté est (70 m en moyenne pendant la génération du bloom). D'autre part de façon générale (y compris hors de la période du bloom), on observe souvent une accélération de l'EUC à l'est des îles ([Figure 5.17](#)).

Cela a également été noté par [Masumoto et al. \(2004\)](#) (voir notamment leur figure 13) à l'aide d'un modèle global au 1/10°. Ces auteurs remarquent un maximum local de l'EUC à l'est des îles, là où le sous-courant se divise en plusieurs jets à leur passage (voir aussi la [figure 5.17a](#)). Ils suggèrent que la présence des îles pourrait réguler l'EUC dans une région relativement grande. En particulier, les îles jouent probablement un rôle important dans le ralentissement de l'EUC à l'ouest des Kiribati, autour de 165°E.

Cette perturbation de l'EUC par la présence d'îles n'est pas exceptionnelle. Dans l'est du bassin, les îles Galápagos présentent également une barrière topographique pour le SEC et l'EUC, dont les effets se font sentir à l'échelle du bassin, en perturbant la génération des TIW et en modifiant les températures de surface dans une large région ([Eden et Timmermann, 2004](#)).

↔ Perturbation des courants de surface

Les îles agissent également comme une barrière pour les courants de surface. Les courants moyennés sur 0°-2°N sont perturbés ([Figure 5.18](#)) notamment pendant la génération du bloom. De février à avril, on observe en particulier un ralentissement dans le run K par rapport au run NK, dans l'ensemble du domaine. En juin, la renverse des courants de surface est confinée davantage vers le bord ouest du domaine dans le run K que dans le run NK. La présence des îles représente donc une réelle barrière pour les courants, que ce soit en surface ou en profondeur.

On observe également dans le run K des méandres et des tourbillons dans le sillage des îles, alors qu'ils restent très rares dans le run NK (un exemple mi-février est présenté

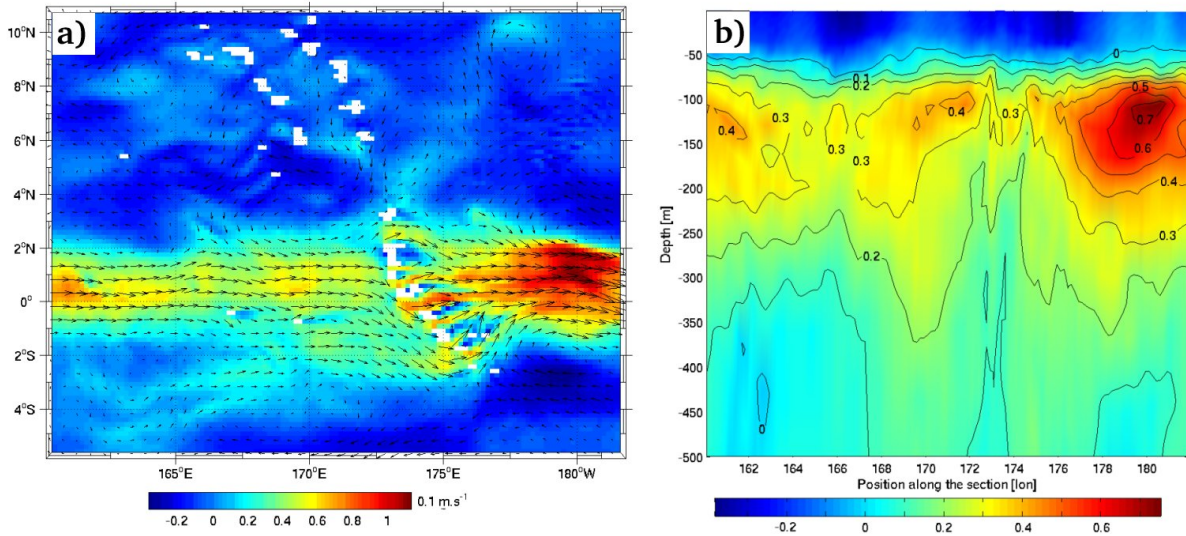


Figure 5.17 – Courants zonaux le 26 juillet 1998 (sortie instantanée du run K) : a) section horizontale à 120 m de profondeur, les vecteurs courants sont superposés en noir, les îles sont représentées en blanc ; et b) section verticale moyennée sur 2°S-2°N, contours tous les 0.1 m s⁻¹.

par la figure 5.19). Une telle perturbation des courants est caractéristique d'un effet d'île. Ces tourbillons sont essentiellement présents pendant la génération du bloom, mais restent visibles également à d'autres moments, y compris les mois précédant et suivant le bloom. Il est toutefois intéressant de noter que lorsque les courants de surface sont dirigés vers l'est, les tourbillons restent collés derrière les îles, sans propagation, alors que leur domaine peut s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres dans le cas de courants dirigés vers l'ouest (Figure 5.19a) : il peut s'agir du β -effect¹ (Boyer et Davies, 1982).

Les méandres, dus à la déviation du courant par les îles, sont visibles tout le temps. Mais ils ne forment pas toujours des tourbillons pendant la génération du bloom, alors que l'étude théorique de l'effet d'île prévoyait l'apparition d'allées de Von Karman en aval d'une île isolée (Messié et al., 2006b). Cependant, cette étude théorique ne prévoit pas les conséquences d'interactions entre les différents effets d'îles : il est donc possible que les perturbations associées à chaque île s'inhibent, ou bien que la résolution du modèle soit un peu faible pour parfaitement représenter la formation des tourbillons.

De façon générale en tout cas, les courants de surface apparaissent bien plus perturbés dans le run K que dans le run NK, et cela reste vrai tout le temps. De tels tourbillons brassent l'eau en 3 dimensions : ainsi dans l'exemple du 16 février 1998 (Figure 5.19a), ils restent visibles jusqu'à 50 m de profondeur. Cela implique un mélange accru entre eaux de surface et eaux de subsurface. Au moment de la génération du bloom, la nutricline étant très superficielle, des eaux riches en nitrate sont ainsi entraînées vers la surface.

¹ voir la section 6 de Messié et Radenac (2006), page 139.

5.3 Résultats

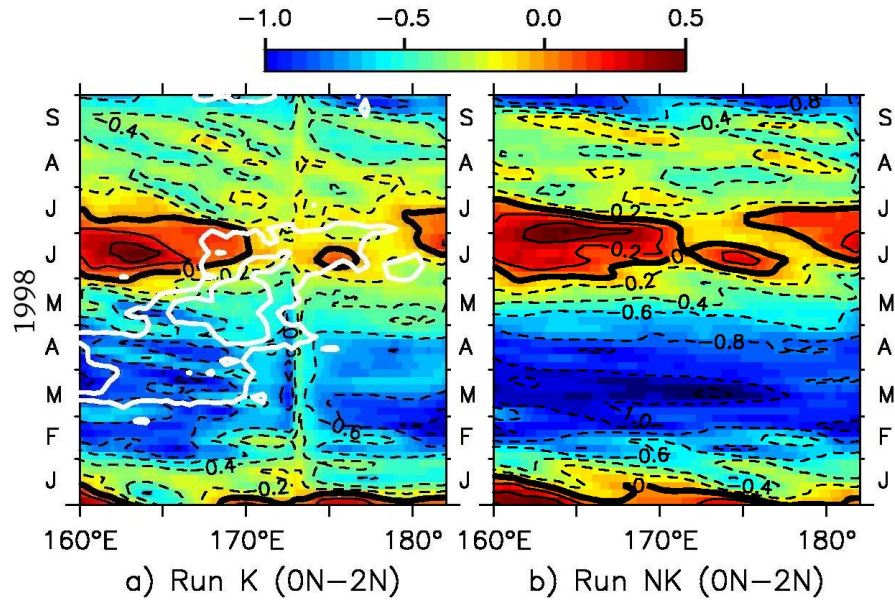


Figure 5.18 – Courants de surface modélisés moyennés sur 0° - 2° N, en m s^{-1} : run K (a) et NK (b). Les contours blancs en a) sont les iso-chlorophylle SeaWiFS 0.3 et 0.5 mg m^{-3} .

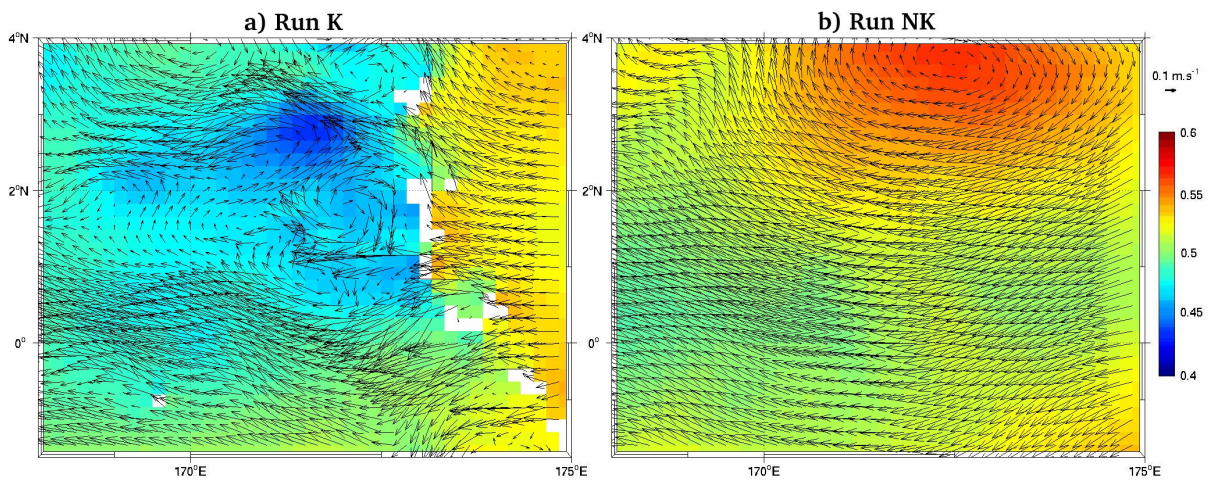


Figure 5.19 – Exemple de sortie instantanée des courants de surface (à 10 m de profondeur, en m s^{-1} , vecteurs) superposés à la surface libre (en m, couleurs), le 16 février 1998, zoom sur 1.5°S - 4°N , 168°E - 175°E : run K (a) et NK (b). Les îles sont représentées en blanc.

5. Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati

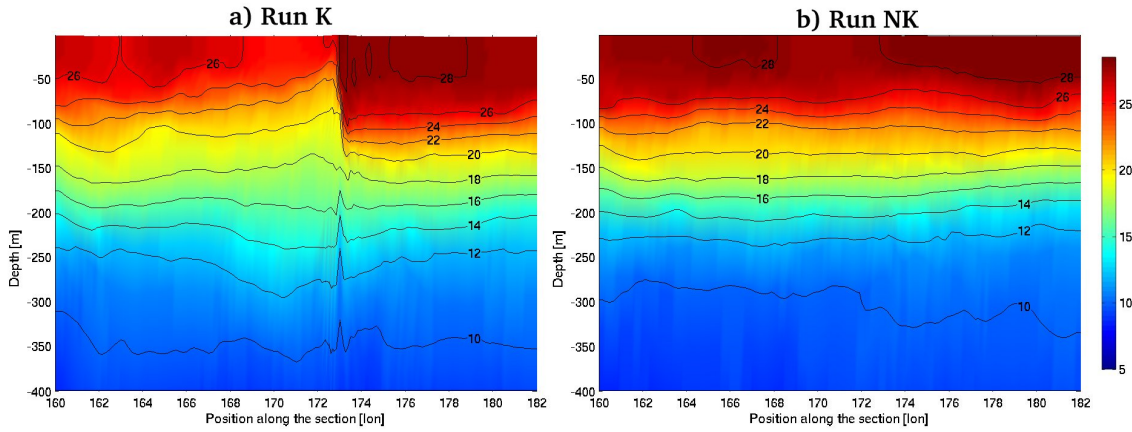


Figure 5.20 – Exemple de section verticale d'une sortie instantanée de la température (en °C, moyenne 1°N-2°N), le 18 mars 1998 : run K (a) et NK (b).

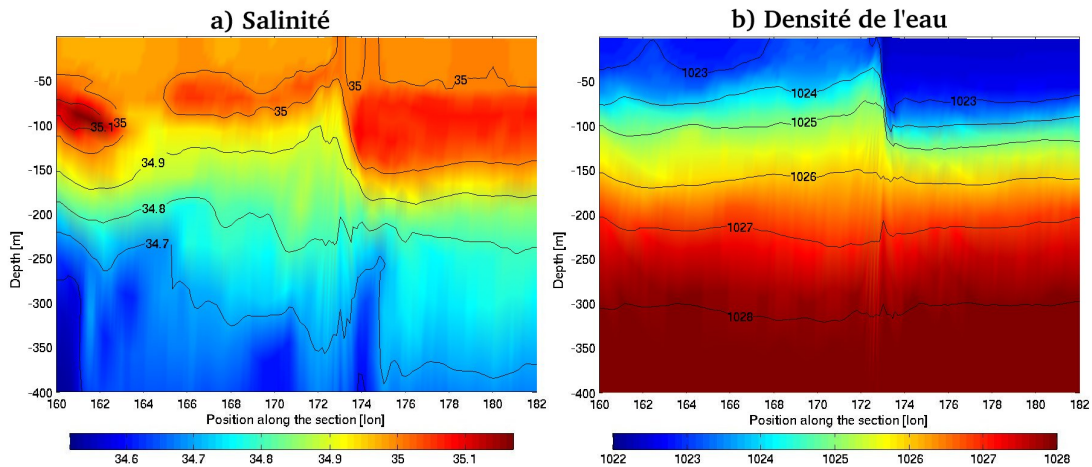


Figure 5.21 – Exemple de section verticale de sorties instantanées du run K (moyenne 1°N-2°N), le 18 mars 1998 : salinité (psu, a), et densité d'eau de mer (kg m^{-3} , b).

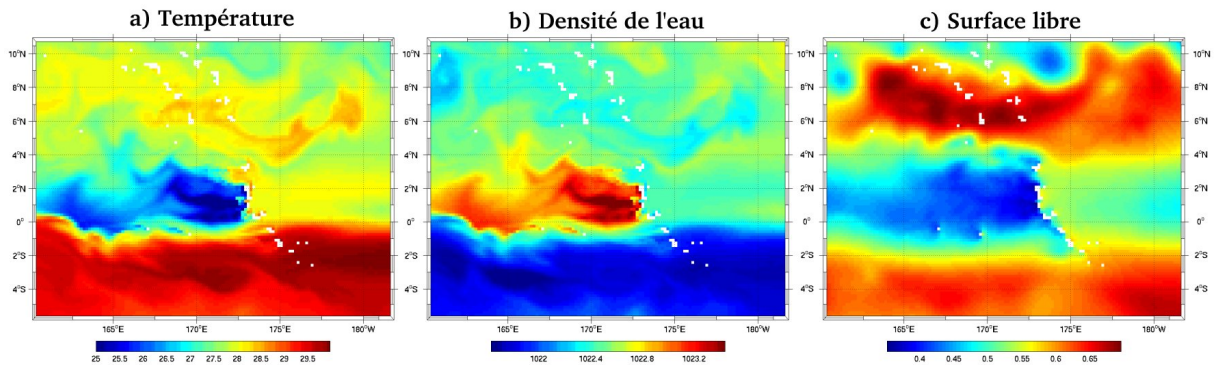


Figure 5.22 – Exemple de section horizontale de sorties instantanées du run K à (10 m de profondeur), le 18 mars 1998 : température (°C, a), densité d'eau de mer (kg m^{-3} , b) et surface libre (m, c). Les pixels blancs sont le masque représentant les îles.

5.3-2.b Perturbation de la densité : température, salinité, couche mélangée

↪ Perturbations observées dans le run K

De même, la [figure 4a](#) de l'article [Messié et al. \(2006b\)](#) (page 178) montre que la présence des îles a pour conséquence une remontée des isothermes côté ouest (45 m en moyenne pendant la génération du bloom) et un léger approfondissement côté est (10 m en moyenne pendant la génération du bloom), également visibles sur la [figure 5.20a](#). La même perturbation existe dans les champs de salinité, densité d'eau de mer et traceur passif ([Figures 5.21 et 5.25a](#) page 188) : remontée des isolignes à l'ouest et approfondissement à l'est dans le cas du run K, isolignes quasi-plates dans le cas du run NK.

En conséquence, on voit apparaître en surface et à l'ouest des îles dans le run K, des eaux caractérisées par des températures froides, une forte densité et une forte concentration en traceur passif. Ces eaux ont également pour signature une SLA basse (voir les [figures 5.22 et 5.25b](#) page 188). Par contre, le signal en salinité en surface est quasi-inexistant, car la remontée des isolignes est insuffisante pour atteindre la couche mélangée ([Figure 5.21a](#)).

↪ Calcul de la couche mélangée

Ces perturbations des champs de température et salinité ont pour conséquence une perturbation de la profondeur de la couche mélangée (MLD¹) et de l'épaisseur de la couche barrière (BLT²). Pour mémoire³, une couche barrière existe en cas de stratification en sel dans la couche isotherme de surface. Si l'on note $Z_{\text{halocline}}$, $Z_{\text{thermocline}}$ et $Z_{\text{pycnocline}}$ les profondeurs de la halocline, de la thermocline et de la pycnocline, respectivement, on a dans ce cas :

$$\begin{cases} MLD = Z_{\text{halocline}} = Z_{\text{pycnocline}} \\ BLT = Z_{\text{thermocline}} - Z_{\text{pycnocline}} \end{cases}$$

Il existe différents critères qui permettent de repérer la pycnocline et la thermocline, et donc de calculer l'épaisseur de la couche mélangée et de la couche barrière. Ces critères peuvent être de deux types : (1) gradient en densité/température, ou bien (2) différence avec la valeur de surface. Le premier type de critère apparaît plus proche de la définition de pycnocline et thermocline, mais dépend fortement de la discrétisation verticale utilisée, nous avons donc préféré nous axer sur les critères de type (2).

Nous ne sommes pas parvenus à réellement vérifier la quasi-disparition de la couche barrière observée au moment du bloom par le modèle de [Murtugudde et al. \(1999\)](#), car le critère de [Levitus \(1982\)](#) habituellement utilisé dans cette zone (voir par exemple [Maes et al. \(2005\)](#)) est trop lâche, notamment en densité ([Figure 5.23](#)) et le calcul de BLT par cette méthode donne des épaisseurs de couche barrière très faibles, voire négatives. Nous observons

¹ mixed layer depth ² barrier layer thickness ³ se reporter à la section [1.2-2.a](#) page 33 pour plus de précisions

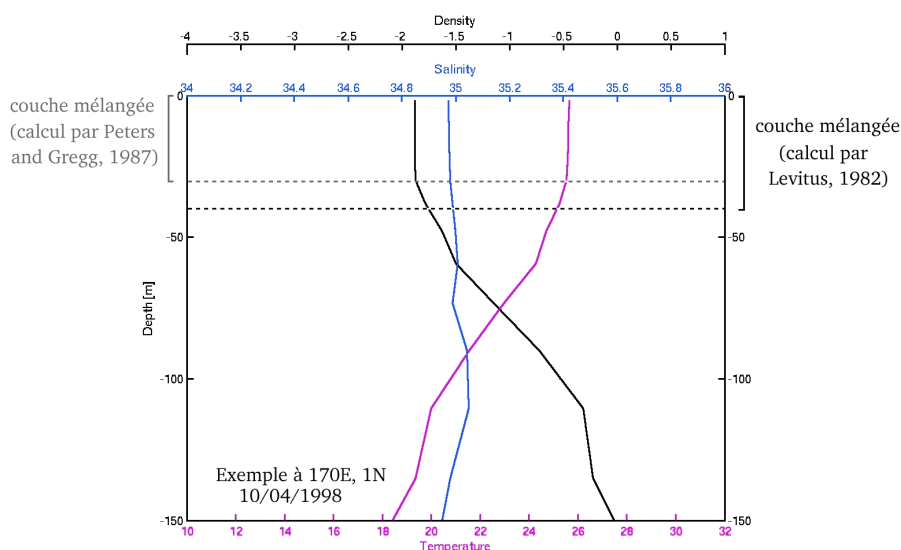


Figure 5.23 – Exemple de profils de température ($^{\circ}\text{C}$, rose), salinité (psu, bleu) et anomalie de densité (kg m^{-3} , noir) : moyenne des 8-12 avril 1998, à 170°E , 1°N (zone et période du bloom). Les couches mélangées calculées par les deux méthodes sont indiquées.

toutefois effectivement une couche barrière plus épaisse en novembre/décembre 1997 entre 160°E et 170°E , et à partir de juin 1998 vers 160°E .

Nous nous sommes donc focalisés sur l'étude de la couche mélangée. Nous avons testé les critères de différence en densité de *Levitus (1982)* et *Peters et Gregg (1987)*, respectivement de 0.125 kg m^{-3} et 0.01 kg m^{-3} , par une inspection visuelle de différents exemples de profils verticaux. Nous avons choisi le critère de *Peters et Gregg (1987)*, plus sensible (Figure 5.23), même s'il est parfois un peu trop sévère.

Le calcul de la MLD dans le run K montre un net amincissement de la couche mélangée pendant le bloom (Figure 5.24a) à l'ouest des îles, atteignant son paroxysme fin mai pendant le pic du bloom. Cet amincissement correspond à la remontée des isopycnes et de l'ensemble de la structure verticale de façon générale pendant les mois de janvier à mai, visible dans les données TAO de température (Figure 5.12b page 168), et dans l'ensemble des sorties du run K (Figures 5.20a et 5.21 page 184).

Cependant, le minimum de MLD dans le run K est observé pendant le pic du bloom, ce qui n'est pas forcément représentatif de la réalité. En effet, la figure 5.12a page 168 indique que l'apogée de la remontée des isothermes a eu lieu en février/mars dans les données TAO. Ce biais du modèle est également illustré par la figure B.3 page 242 : la SLA est minimum en mai dans le modèle (b), en février dans les données (a). Cela suggère qu'en réalité, le minimum de MLD n'a probablement pas été atteint en mai mais plutôt en février.

Par contre dans le run NK (Figure 5.24b), la couche mélangée reste relativement profonde et homogène sur toute la zone jusqu'à mi-mai. On observe juste un net amincissement fin mai. Ce calcul, ainsi que l'étude des sorties en température, densité, traceur passif, montre

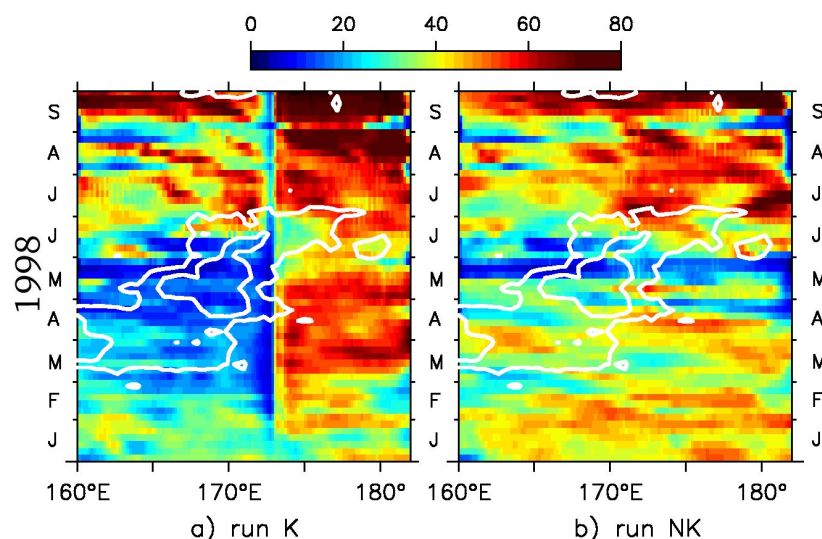


Figure 5.24 – Evolution de la MLD moyennée sur 0-2°N, en m : run K (a) et NK (b), calculée à partir du critère de *Peters et Gregg (1987)*.

bien que la présence des îles a eu pour conséquence une remontée importante de l'ensemble de la structure verticale à l'ouest.

Les conséquences de la présence des îles dans le modèle, essentiellement pendant la phase de génération, peuvent être résumées comme suit :

- ⇒ existence d'un **effet d'île** (phase de génération)
- perturbation des courants de surface : tourbillons, méandres, brassage des eaux
 - remontée de l'EUC et de la structure thermohaline à l'ouest des îles.

5.3-3 Expériences de traceur passif : étude du nitrate

Les résultats des expériences de traceur passif sont brièvement décrits dans la section 4.2 de l'article *Messié et al. (2006b)* page 175. Le résultat principal est que l'évolution des concentrations en traceur passif (Figure 5.27a page 190) est en phase avec l'évolution des concentrations en chlorophylle (Figure 5.8a page 162) pendant les phases de génération et de déclin, mais que l'on n'observe pas de concentrations particulièrement élevées pendant le pic du bloom. Nous en avons conclu que l'évolution temporelle des apports de nitrate peut expliquer ces phases de génération et déclin, mais qu'une autre explication est nécessaire pour le pic du bloom.

La figure 5.25 illustre la perturbation du champ de traceur passif par les îles (run K) pendant la génération du bloom, semblable à celle observée dans les champs de température, salinité et densité de l'eau (voir section 5.3-2.b page 185). Il est intéressant de remarquer que les concentrations en traceur passif augmentent dans toute la zone à l'ouest des îles,

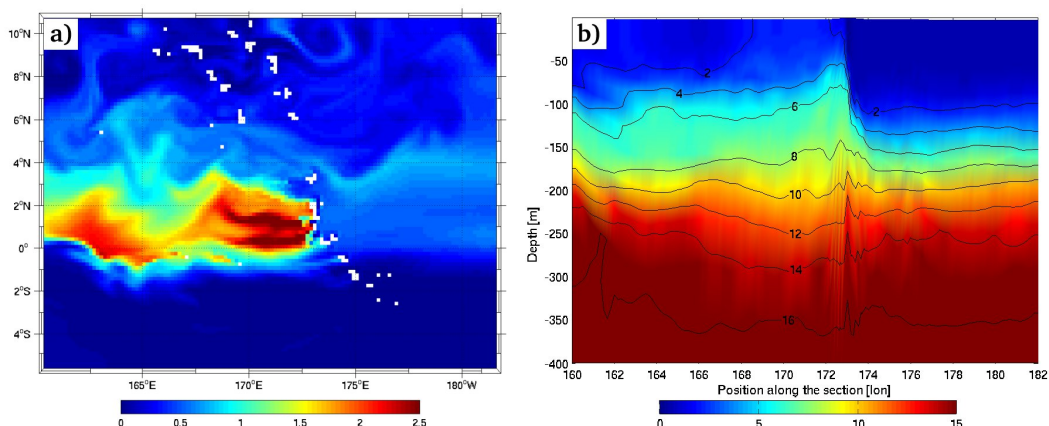


Figure 5.25 – Exemple d’une sortie instantanée du traceur passif dans le run K, pendant la génération du bloom, le 18 mars 1998 (sans unité) : section horizontale (10 m de profondeur, a) et section verticale (moyenne 1°N-2°N, b). Les pixels blancs en (a) sont le masque représentant les îles.

y compris tout contre celles-ci. Au contraire, les données de chlorophylle (Figure 5.7a et d page 160) montrent un décollement du bloom par rapport aux îles, les concentrations ne commençant à augmenter que vers 172°E, c’est-à-dire à une centaine de kilomètres des îles. Cela est probablement dû au temps de réponse nécessaire au phytoplancton pour croître à partir d’un apport de nitrate : quelques jours d’après *Hasegawa et al. (2006)*. En effet, le temps nécessaire pour parcourir une centaine de kilomètres (distance îles/bloom) à 0.5 m s^{-1} (vitesse du courant pendant la phase de génération) est de 2-3 jours minimum. Compte tenu du fait que ce calcul ne tient pas compte des méandres du courant et du trajet vertical parcouru dans le même temps, le temps de trajet des îles au bloom semble proche du temps nécessaire à la croissance du phytoplancton, ce qui expliquerait que les concentrations en chlorophylle n’augmentent pas plus près des îles.

Nous détaillons maintenant les différences observées entre les run K et NK, ainsi que les bilans de traceurs dans le run K. Ces derniers nous renseignent sur les processus expliquant l’augmentation de traceur passif observée dans le run K, et donc probablement responsables de la même manière d’un apport en nitrate.

5.3-3.a Comparaison des run K et NK

L’article *Messié et al. (2006b)* mentionnait qu’une réponse en traceur passif est également observée dans le run NK, mais seulement à partir de mi-avril et plutôt dans la partie est du domaine. Ces différences sont illustrées par la figure 5.26 présentant un exemple de sortie des run K et NK en mai, et par la figure 5.27 montrant l’évolution des concentrations en traceur passif dans la région 0°-2°N. A noter que la sortie du run NK correspondant à la figure 5.25a n’indique pas d’augmentation particulière de concentration en traceur passif, les concentrations restant inférieures à 1 (non montré).

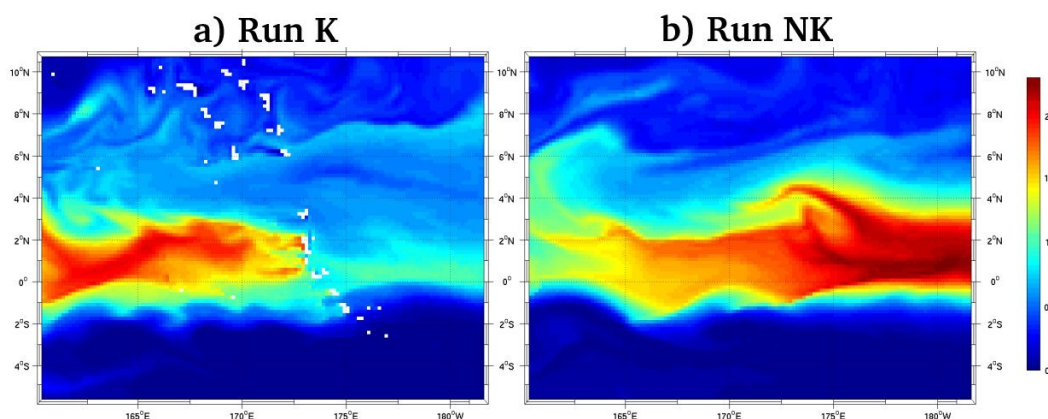


Figure 5.26 – Exemple d’une sortie instantanée du traceur passif dans les run K (a) et NK (b), pendant le pic du bloom, le 17 mai 1998 (sans unité). Les pixels blancs en a) sont le masque représentant les îles.

Ces figures montrent qu’une réponse en traceur passif existe également dans le run NK, mais beaucoup plus localisée dans le temps et située trop à l’est par rapport au bloom. Cette augmentation des concentrations en traceur passif est probablement forcée par la dynamique grande échelle du run ORCA2 (voir [figure B.2c](#) page 242), et causée par l’action des vents d’est favorables aux upwellings, lesquels sont particulièrement forts à l’est du domaine.

De plus, la [figure 5.27c](#) montre bien que les concentrations en traceur passif dans la région 0°-2°N, 165°E-170°E (région du bloom) sont similaires à partir de mai dans les deux run (même si les processus responsables de ces enrichissements sont différents), mais beaucoup plus élevées de février à avril dans le run K. Cela signifie que la présence des îles a amplifié l’apport de nitrate en surface pendant la phase de génération du bloom (uniquement), et l’a forcé à cet endroit particulier. Ces résultats sont cohérents avec les hypothèses émises dans la section 5.1-4 page 161, à savoir que l’effet d’île responsable des remontées de nitrate n’a lieu que pendant la génération du bloom.

Par contre pendant la phase de déclin, les concentrations en traceur passif diminuent façon similaire dans les run K et NK ([Figure 5.27](#)), ce qui semble indiquer que la présence des îles n’est pas responsable du déclin du bloom.

5.3-3.b Processus à l’œuvre pendant les différentes phases du bloom

L’étude directe des sorties en traceur passif dans le run K nous a permis d’estimer où et quand les concentrations en nitrate ont été susceptibles d’augmenter, et ainsi d’expliquer les phases de génération (augmentation des concentrations dans la couche de surface) et de déclin (diminution des concentrations) du bloom. Le calcul des bilans de traceurs permet d’aller plus loin en nous renseignant sur les processus responsables de ces variations de concentrations dans le run K : advection horizontale, advection verticale, mélange vertical. Nous pouvons ensuite supposer que les mêmes processus ont causé des variations de concentrations en nitrate, que nous pensons être à l’origine des phases de génération et déclin du bloom.

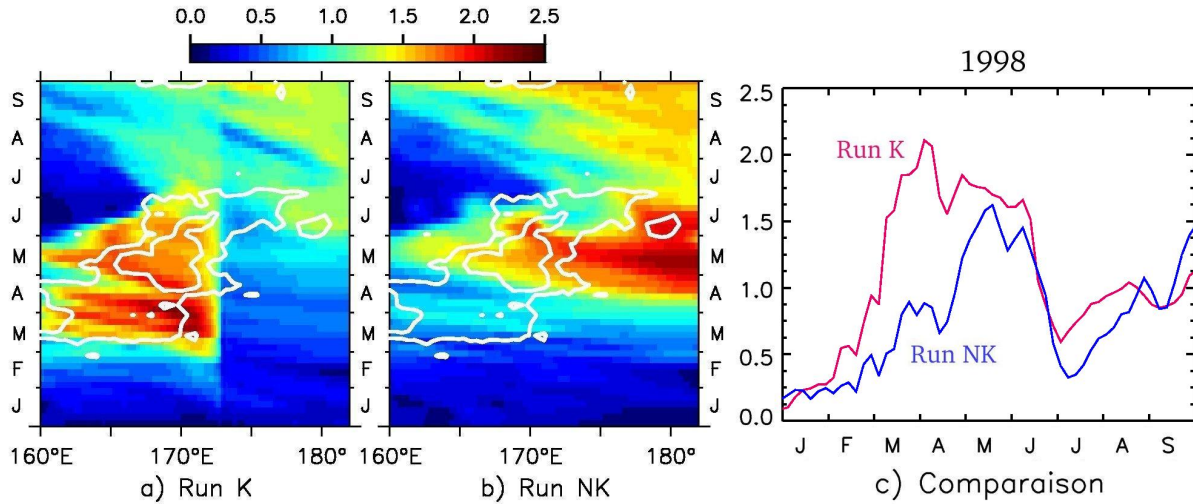


Figure 5.27 – Concentration de surface en traceur passif moyennée sur 0° - 2° N (sans unité) : a) run K et b) NK. Les contours blancs sont les iso-chlorophylle 0.3 et 0.5 mg m^{-3} . c) Comparaison des concentrations en traceur passif dans les run K (rouge) et NK (bleu), moyenne 0° - 2° N, 165° E- 170° E.

Le bilan de traceur passif moyenné dans les 50 premiers mètres (couche euphotique) est présenté par la figure 5.28 (voir aussi *Messié et al. (2006a)*). La région 162° E- 170° E est zoomée. En effet même si le taux d'évolution du traceur passif (en rouge) est comparable dans l'ensemble du domaine, les processus responsables sont beaucoup plus importants près des îles pendant la phase de génération, et s'annulent quasiment. Le taux d'évolution du traceur passif est logiquement positif pendant la phase de génération (augmentation des concentrations), et négatif pendant la phase de déclin (diminution des concentrations).

Pendant la phase de génération (Figure 5.28a), le bilan indique une arrivée de traceur passif près des îles autour de 173° E, essentiellement causée par une advection verticale très forte (processus verticaux de grande ampleur). Celle-ci s'explique par des vitesses verticales très élevées pendant la phase de génération à cet endroit-là, pouvant atteindre les 10^{-3} m s^{-1} à 50 m de profondeur (à comparer avec des vitesses typiques d'upwelling de l'ordre de 10^{-4} m s^{-1} le long de la côte ouest des USA (*Pickett et Paduan, 2003*)). Quoique plus faible, le mélange vertical joue également un rôle non négligeable. L'apport de traceur passif correspondant est contrebalancé par une très forte advection horizontale, essentiellement zonale (courbe verte), ce qui explique que le taux d'augmentation des concentrations (courbe rouge) reste relativement faible.

Cependant la zone qui nous intéresse est davantage la zone du bloom (zoomée). Les concentrations en traceur passif augmentent par advection zonale depuis la zone des îles, et grâce aux processus verticaux (mélange et advection). Par contre l'advection méridienne est très négative. Encore une fois, les processus responsables de l'augmentation de la concentration en traceur passif pendant cette phase sont essentiellement des processus verticaux. Contrairement à la zone des îles par contre, le mélange vertical joue ici un rôle plus important

5.3 Résultats

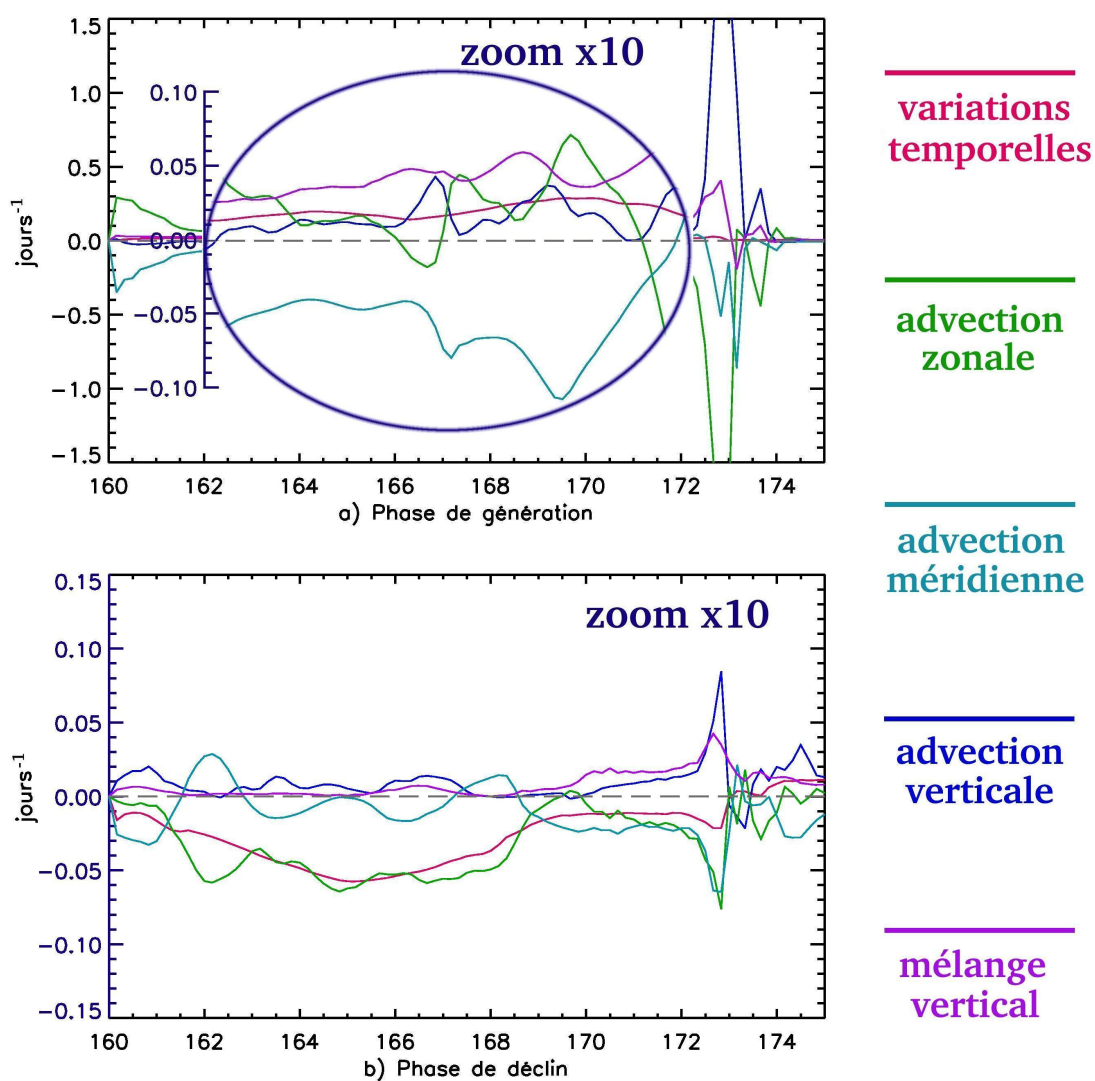


Figure 5.28 – Bilan de traceur passif, en jours^{-1} , moyenné sur 0° - 2°N , 0-50 m : a) pendant la phase de génération (24 février - 20 avril), et b) pendant la phase de déclin (juin). Attention au fait que les échelles sont différentes : l'échelle du (b) correspond au zoom du (a).

que l'advection verticale. Cela confirme l'hypothèse proposée par *Ryan et al. (2002)* sur le rôle du mélange vertical turbulent.

La [figure 5.29](#) permet de mieux comprendre le rôle des advections horizontales pendant la génération du bloom, à partir d'un exemple pris fin mars. En effet, s'il semble logique que l'advection verticale soit globalement positive (vitesses verticales positives et concentrations plus élevées en profondeur), l'explication de l'advection horizontale est moins évidente. La [figure 5.29a](#) représente les concentrations en traceur passif, et les courants principaux sont superposés : une flèche rose (bleue) indique que l'advection correspondante est positive (négative). Ce schéma permet de comprendre la [figure 5.29b](#), qui représente l'advection horizontale totale. Contrairement à ce que semble indiquer la [figure 5.28](#), l'essentiel de l'advection horizontale sur un instantané comme celui-ci correspond à de l'advection zonale. En effet, la variabilité spatiale et temporelle des advections zonale et méridienne est très forte, et une moyenne temporelle et spatiale de ces advections positives et négatives donne une composante zonale plus faible que la composante méridienne.

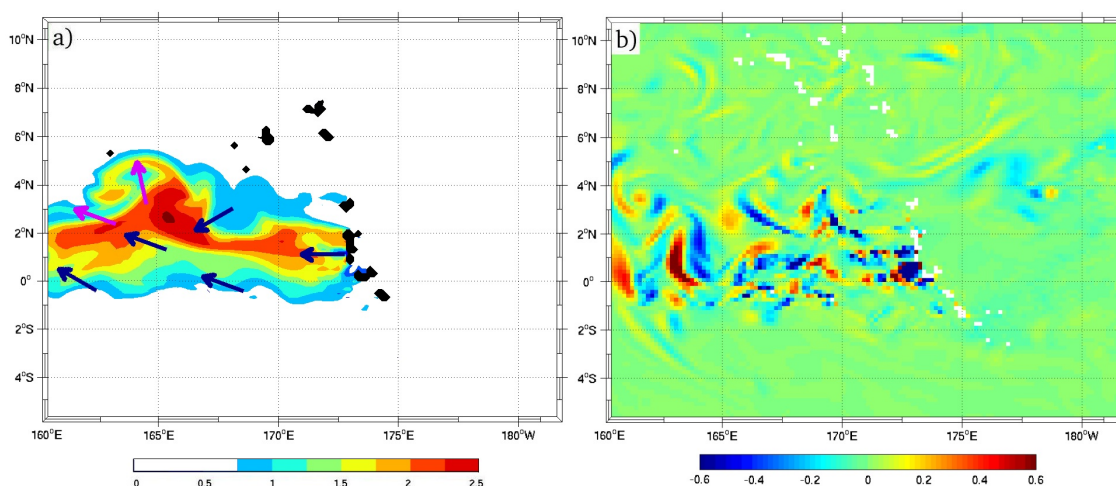


Figure 5.29 – Sorties instantanées du run K, le 17 avril 1998 : a) Concentrations en traceur passif en surface, les flèches indiquant les principaux courants (rose pour une advection positive, bleue pour une advection négative) ; b) Advection horizontale correspondante, en jour^{-1} .

Pendant la phase de déclin ([Figure 5.28b](#)), rien de particulier ne se produit à proximité des îles, si ce n'est que le traceur passif continue à remonter, quoi que plus lentement, par advection verticale essentiellement. Cet apport est inférieur à l'évacuation des eaux riches par advection horizontale, qui explique la diminution des concentrations. Dans la région du bloom, les processus verticaux (advection et mélange) sont quasiment nuls, et la courbe du taux de variation de traceur passif (rouge, négative puisque les concentrations diminuent) suit presque exactement la courbe d'advection zonale (verte). Cela signifie que le déclin du bloom est directement lié à une advection zonale négative.

La [figure 5.8a](#) page 162 semble indiquer l'existence d'un courant vers l'est en juin puisque l'on observe un déplacement du bloom vers l'est au moment de la phase de déclin. Les eaux à l'ouest du bloom étant oligotrophes et donc pauvres en nitrate, leur advection

5.3 Résultats

vers l'est implique une diminution des concentrations en nitrate, et donc de la productivité et des concentrations en chlorophylle. Cependant dans la configuration Kiribati, le courant zonal en juin est effectivement dirigé vers l'est entre 160°E et 170°E, mais dirigé vers l'ouest à l'est de 170°E (Figure 5.18a page 183). Cela signifie que dans le modèle, on a également apport d'eaux pauvres depuis l'est, ce qui explique que l'advection zonale présente un pic dans le négatif à la hauteur des îles. Cependant au vu des données (Figure 5.8a page 162), l'existence de ce courant vers l'ouest à l'est des îles n'est sans doute pas réaliste.

En résumé, cette étude du traceur passif nous renseigne sur les processus physiques très probablement à l'œuvre pendant les différentes phases du bloom, qui pourraient expliquer les modifications des concentrations de nitrate en surface et donc les augmentations et diminutions de chlorophylle correspondantes. Un schéma possible serait :

⇒ **phase de génération :**

- à proximité des îles : apport de nitrate par processus verticaux grande échelle (forte vitesse verticale), en grande partie contrebalancé par l'advection zonale
- dans la zone du bloom : apport de nitrate par processus verticaux petite échelle (importance du mélange vertical), contrebalancé en partie par l'advection méridienne.

⇒ **phase de déclin :**

- processus verticaux quasi-nuls, à part près des îles
- advection zonale d'eaux pauvres depuis l'ouest. La diminution des concentrations en nitrate correspondante, probablement combinée avec des mécanismes biologiques (brouillage), pourrait expliquer le déclin du bloom et la chute des concentrations en chlorophylle.

5.3-4 Expériences de flotteurs lagrangiens : étude du fer

5.3-4.a Etude statistique

Dans l'article *Messié et al. (2006b)*, l'étude des flotteurs lâchés dans l'EUC a permis de mettre en évidence un possible apport de fer au moment du pic du bloom (voir en particulier la figure 5 page 179). Pour mieux caractériser les trajectoires des flotteurs, nous avons étudié plus précisément les paramètres (longitude, latitude, profondeur) des flotteurs pour chaque lâcher (14 au total pour le run K). A noter que de façon générale, tout flotteur atteignant la zone des 50 premiers mètres est considéré comme sorti, ce qui signifie que nous n'étudions pas la suite de sa trajectoire. En effet, ces flotteurs sont censés représenter un possible apport de fer, et celui-ci est très rapidement consommé par le phytoplancton dans la couche euphotique en cas de limitation par le fer, ce que nous supposons être le cas à la suite des probables remontées de nitrate étudiées précédemment.

5. Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati

Nous avons séparé les flotteurs en plusieurs groupes, en fonction de leur destination :

- flotteurs atteignant la couche euphotique (groupe 1)
- flotteurs sortant de la zone par le bord est (groupe 2).
- flotteurs sortant de la zone par les bords ouest, nord et sud (groupe 3).

date de lâcher	nombre de flotteurs...				
	total	lancés entre 80 et 120 m	atteignant la couche euphotique (G1)	sortant par le bord est (G2)	sortant par les autres bords (G3)
27/01/1998	100	0	0 (0%)	99 (99%)	0 (0%)
06/02/1998	230	0	2 (1%)	227 (99%)	0 (0%)
16/02/1998	390	310	179 (46%)	209 (54%)	0 (0%)
26/02/1998	460	310	130 (28%)	315 (68%)	11 (2%)
08/03/1998	370	170	63 (17%)	306 (83%)	0 (0%)
18/03/1998	250	150	91 (36%)	154 (62%)	2 (1%)
28/03/1998	220	150	80 (36%)	138 (63%)	2 (1%)
07/04/1998	240	160	67 (28%)	172 (72%)	0 (0%)
17/04/1998	290	180	75 (26%)	213 (73%)	0 (0%)
27/04/1998	300	180	66 (22%)	233 (78%)	0 (0%)
07/05/1998	250	150	1 (0%)	244 (98%)	0 (0%)
17/05/1998	250	200	12 (5%)	238 (95%)	0 (0%)
27/05/1998	240	220	43 (18%)	197 (82%)	0 (0%)
06/06/1998	160	150	15 (9%)	142 (89%)	0 (0%)

Tableau 5.3 – Statistiques globales sur les flotteurs du run K (les pourcentages sont calculés par rapport au nombre total de flotteurs lancés).

Le [tableau 5.3](#) présente, pour chaque lâcher, le nombre et le pourcentage de flotteurs appartenant à chaque groupe. On peut remarquer qu'une proportion non négligeable des flotteurs lancés dans l'EUC remonte dans la couche euphotique, jusqu'à 46% pour les flotteurs lancés mi-février (groupe 1). La grande majorité des flotteurs appartient au groupe 2, c'est-à-dire qu'ils traversent le domaine d'ouest en est, advectionnés par l'EUC. Très peu de flotteurs sortent par les bords nord, sud ou ouest (groupe 3), et un nombre négligeable est encore présent dans le domaine fin 1998 (non indiqué dans le [tableau 5.3](#)), il s'agit essentiellement de flotteurs entraînés en profondeur. La [figure 5.30](#) donne une idée de la destination des flotteurs, pour le lâcher du 28 mars 1998.

Nous allons dans un premier temps nous intéresser aux flotteurs du groupe 2, globalement advectionnés à travers la zone par l'EUC puisque leur gamme de latitude reste restreinte ([Figure 5.31b](#)). Nous essayons ainsi de comprendre le rapport entre les variations tempo-

5.3 Résultats

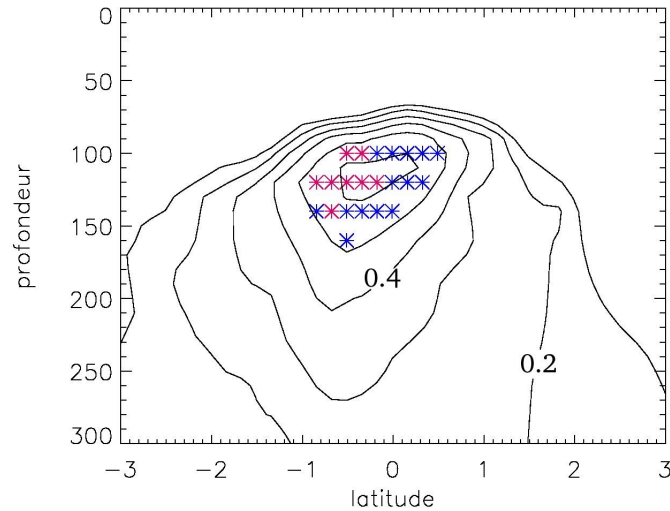


Figure 5.30 – Exemple du devenir des flotteurs (date de lâcher : 28 mars 1998). Section du courant zonal à la date de lâcher (bord ouest ie. longitude 160°E), contours tous les 0.1 m s⁻¹. Chaque étoile représente un lâcher de 10 flotteurs dans l'intervalle d'une journée. Étoiles rouges : flotteurs en moyenne du groupe 1, étoiles bleues : flotteurs en moyenne du groupe 2.

relles de l'EUC et le comportement des flotteurs entraînés par celui-ci. Dans un deuxième temps, nous nous focaliserons sur les flotteurs du groupe 1 représentatifs de l'apport de fer en surface.

↪ Flotteurs traversant le domaine

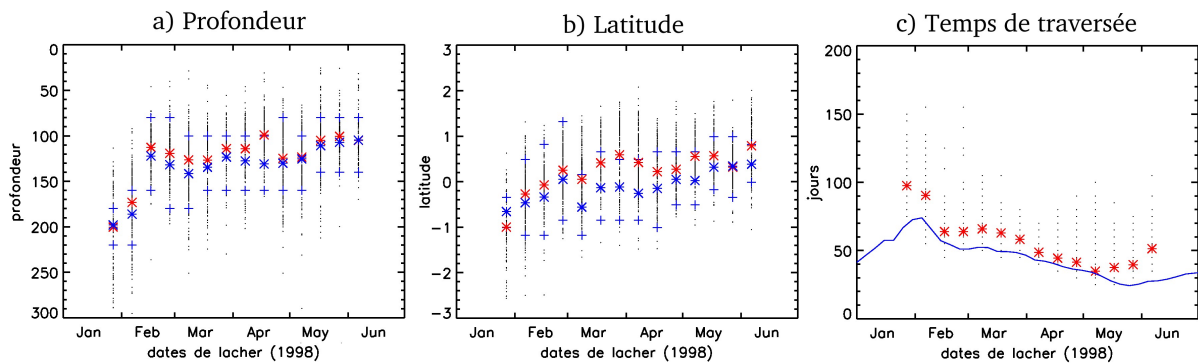


Figure 5.31 – Statistiques sur les flotteurs du groupe 2, en fonction de la date de lâcher : profondeur (m, a), latitude (b) et temps de traversée (jours, c), en entrée à 160°E (étoiles bleues : moyenne, croix bleues : bornes) et en sortie à 182°E (points noir : valeur, étoiles rouges : moyenne). La courbe bleue en c) indique un temps de traversée théorique (fonction uniquement de la vitesse moyenne du sous-courant dans le run K au moment du lâcher).

Dans l'ensemble, les flotteurs du groupe 2 (Figure 5.31) remontent légèrement pendant la traversée, et se déplacent vers le nord (comparaison des étoiles rouges et bleues). On observe une nette remontée du sous-courant sur le bord ouest à partir de mi février (flotteurs lâchés le 16/02), qui se propage ensuite dans l'ensemble du domaine, à la vitesse des flotteurs (puisque

la profondeur des flotteurs du lâché précédent n'a pas varié au cours de la traversée).

Le temps de traversée des flotteurs de 160°E à 182°E (Figure 5.31c) diminue très nettement au cours du temps, de manière identique à un temps théorique (courbe bleue) calculé à partir de la distance minimale parcourue (2442 km, traversée zonale) et de la vitesse moyenne de l'EUC dans le run K au moment du lâcher de flotteurs. De façon logique, ce temps théorique est inférieur à celui des flotteurs (en moyenne) car ces derniers n'ont pas un déplacement purement zonal, mais il est intéressant de constater que le temps de traversée des flotteurs semble directement relié à la vitesse du sous-courant simulée dans le modèle au même moment (Figure 5.12b page 168). Le temps moyen de traversée le plus court est de l'ordre de 35 jours pour les flotteurs lâchés début mai, moment qui correspond au pic de vitesse de l'EUC dans le run K.

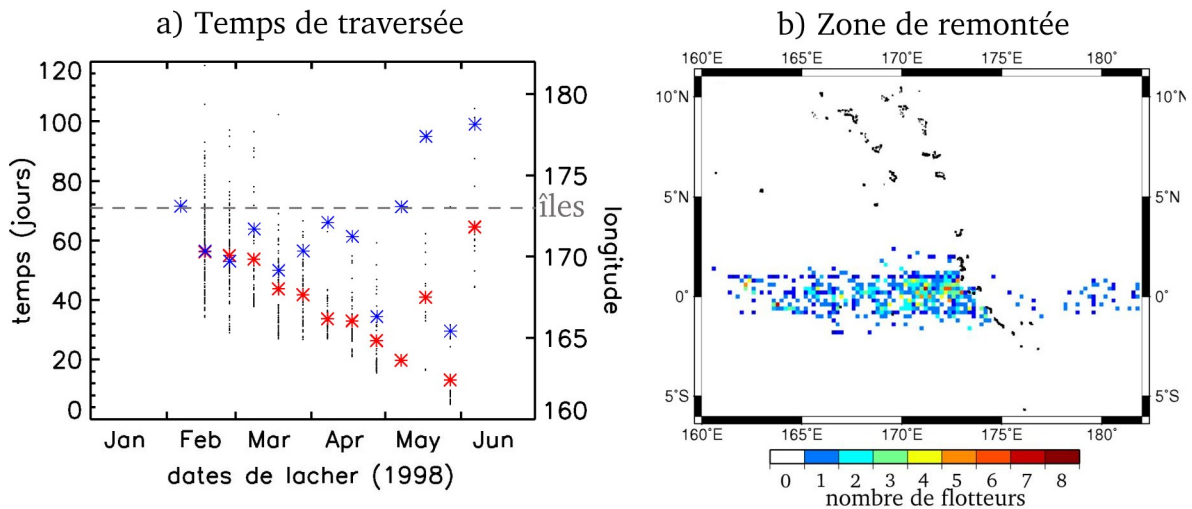


Figure 5.32 – Statistiques sur les flotteurs du groupe 1, en fonction de la date de lâcher : a) temps mis pour atteindre la couche euphotique (noir, étoiles rouges = moyenne) et longitude moyenne où les flotteurs y pénètrent (étoiles bleues) ; b) pour l'ensemble des dates de lâchers, nombre de flotteurs atteignant la couche euphotique à chaque point de grille.

↪ Flotteurs atteignant la couche euphotique

Nous nous intéressons maintenant plus spécifiquement aux flotteurs du groupe 1. Tout comme le temps de traversée de l'ensemble de la région, le temps de remontée vers la couche euphotique diminue au cours du temps (Figure 5.32a), à cause de l'accélération de l'EUC jusque vers mi-avril. En effet pour les lâchers jusqu'au 17 avril, la longitude moyenne de remontée des flotteurs dans la couche euphotique reste à peu près constante, autour de 171°E . Par contre après cette date, la longitude moyenne de remontée varie au cours du temps, et influence le temps de remontée : par exemple pour les flotteurs lâchés le 27 mai, le temps de remontée est très court (13 jours), ce qui est dû au fait que la longitude moyenne de remontée n'est que de 165°E , donc beaucoup plus proche de la zone de lâcher.

La zone de remontée des flotteurs est illustrée par la [figure 5.32b](#), complémentaire de la [figure 5c](#) de [Messié et al. \(2006b\)](#) (page 179). Les flotteurs atteignent la couche euphotique majoritairement à l'ouest des îles, à part quelques flotteurs vers le bord est, appartenant à des lâchers plus tardifs (cf. longitudes moyennes de la [figure 5.32a](#)). La gamme de latitudes est assez étroite, ce qui signifie que les flotteurs ne s'éloignent pas trop de l'EUC.

5.3-4.b Correspondance arrivée du fer / pic du bloom

↔ Méthode employée

L'estimation du temps nécessaire aux flotteurs pour atteindre la couche euphotique nous permet d'avoir une idée du temps nécessaire pour que le fer atteigne la zone du bloom, depuis une possible source en amont. En effet, le fait que les flotteurs lagrangiens atteignent la couche euphotique à peu près au même moment et au même endroit que le pic du bloom ne suffit pas à affirmer qu'un enrichissement en fer a pu se produire ainsi : il faut également prouver que le fer a eu le temps d'arriver à la limite ouest du domaine depuis une source en amont de l'EUC. Pour cela, nous calculons le temps mis par des particules fictives pour parcourir la distance entre une possible source en fer et la zone du bloom.

L'EUC naît à partir de plusieurs branches distinctes de courants, qui longent la PNG ainsi que la Nouvelle-Irlande et la Nouvelle-Bretagne, voir par exemple la figure 1 de [Mackey et al. \(2002b\)](#). Ces derniers ont mesuré plusieurs profils de fer dans la région afin de déterminer la source de fer dans l'EUC. La concentration en fer dans l'EUC et le NGCUC est fortement dépendante de la variabilité interannuelle ([Ryan et al., 2006](#)), mais [Mackey et al. \(2002b\)](#) parviennent tout de même à la conclusion que la source principale provient du contact entre le NGCUC et le plateau continental, et qu'une source secondaire existe probablement entre 143°E et 155°E, plus proche de la zone du bloom (apport par le sous-courant côtier de Nouvelle-Irlande, NICU¹). Les résultats présentés ici correspondent à un calcul effectué à partir d'une source virtuelle située à 150°E, sachant que les résultats sont similaires en choisissant 143°E ou 155°E. De toutes façons, compte tenu des incertitudes liées à la position réelle de cette source secondaire, le calcul suivant n'est qu'approximatif. La campagne en mer EUCFe² ayant eu lieu à la fin de l'été 2006, il sera sans doute possible d'ici quelque temps d'affiner ce genre d'estimation.

Comme montré par la [figure 5.31c](#), le temps moyen de traversée des flotteurs est assez proche du temps théorique calculé à partir de la vitesse moyenne du sous-courant et de la distance parcourue. Il n'y a pas de données ADCP disponibles au mouillage TAO 147°E 0° à ce moment-là, donc on ne peut se baser que sur les données à 165°E. Il existe également des données ADCP à 156°E présentée par [Ueki et al. \(2003\)](#), mais nous n'y avons pas accès. Cependant, la comparaison visuelle des données à 156°E et à 165°E, à partir de la figure 6

¹ New Ireland Coastal Undercurrent ² voir section 1.3-1 page 47

5. Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati

de *Ueki et al. (2003)* et de notre [figure 5.9a](#) page 163, indique que l'évolution temporelle de l'EUC est similaire, même si celui-ci semble légèrement plus rapide à 165°E.

En considérant que la vitesse du sous-courant reste sensiblement la même entre 150°E et 165°E (cette hypothèse est discutée plus loin), il est possible de calculer le temps nécessaire pour que le fer soit transporté depuis notre source virtuelle jusqu'à la zone du bloom. Ce calcul est effectué en 3 temps, pour des particules fictives qui quitteraient 150°E tous les 5 jours à partir de début janvier, à une date T_0 :

- calcul du temps dt_1 nécessaire aux particules pour atteindre 160°E, à partir de la vitesse de l'EUC à 165°E (en considérant que cette vitesse est à peu près constante pendant le temps de trajet, qui est de 35 jours maximum)
- recherche de la date de lâcher des flotteurs (un lâcher tous les 10 jours pour rappel) la plus proche de celle à laquelle ces particules fictives arriveraient à 160°E (T_1)
- ajout du temps dt_2 mis par ces flotteurs pour atteindre la couche euphotique dans le run K.

En résumé :

T_0	date de départ des particules fictives à 150°E
$dt_1 = \frac{111 \text{ km}}{U_{EUC}(165^\circ E)}$	temps mis pour atteindre 160°E
$T_1 = T_0 + dt_1$	date d'arrivée des particules fictives à 160°E
$dt_2 = f^\circ(\text{flotteurs}_{ROMS})$	temps mis pour atteindre la couche euphotique (d'après les expériences de flotteurs lagrangiens)
$dt = dt_1 + dt_2$	temps total de traversée (Figure 5.33b)
$T_2 = T_1 + dt_2 = T_0 + dt$	date d'arrivée des particules fictives (Figure 5.33c)

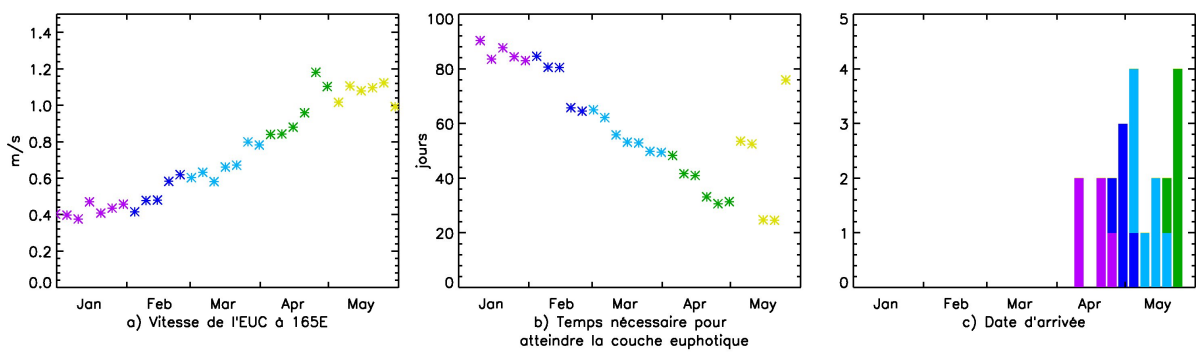


Figure 5.33 – Calcul pour des particules fictives lâchées tous les 5 jours de la source virtuelle (150°E, 0°), du 31/12/1997 au 30/05/1998, chaque couleur correspondant à un mois (janvier : violet, février : bleu foncé, mars : bleu clair, avril : vert, mai : jaune) : a) vitesse de l'EUC à 165°E d'après les données TAO ; b) temps nécessaire pour atteindre la couche euphotique dans la région du bloom depuis une source virtuelle située à 150°E (voir le texte pour le détail du calcul) ; c) date d'arrivée des particules fictives (à noter que les particules correspondant aux 2 premières dates n'atteignent pas la couche euphotique dans la zone du bloom).

Il est à noter que les premiers flotteurs à atteindre la couche euphotique dans le modèle sont ceux lâchés à 160°E à partir de mi février, et que le temps nécessaire pour parcourir

150°E - 160°E est d'un mois environ (25 jours) à une vitesse de 0.5 m s^{-1} (vitesse de l'EUC en janvier à 165°E, voir la [figure 5.33a](#)). En conséquence, nous ne considérons donc un possible apport de fer par cette source virtuelle qu'à partir de début janvier, d'autant plus que le rétablissement de l'EUC a lieu courant janvier dans l'ensemble du Pacifique équatorial (voir la *plate 5* de [Wilson et Adamec \(2001\)](#) et la figure 6 de [Ueki et al. \(2003\)](#)); le calcul présenté ici montre même qu'aucune particule fictive originaire de cette source virtuelle avant mi-janvier n'atteint la couche euphotique ([Figure 5.33c](#)).

↪ Résultats

Les résultats sont présentés par la [figure 5.33](#). L'augmentation de la vitesse de l'EUC au cours du temps (a) a pour conséquence une diminution du temps nécessaire pour atteindre la couche euphotique (b), à part pour les particules fictives lâchées en mai. Cela vient du problème déjà identifié pour la [figure 5.32a](#), à savoir que la longitude moyenne d'arrivée des flotteurs lagrangiens n'est plus constante à ce moment-là, et que le temps de remontée dépend fortement de la distance totale donc de la longitude.

Cette diminution du temps de trajet au cours du temps explique que les particules fictives arrivent toutes dans un intervalle de temps assez réduit, en avril-mai. Le calcul indique des arrivées à partir de début avril, ce qui est à peu près cohérent avec la date du pic du bloom. Ce calcul permet d'affirmer qu'il est effectivement possible que du fer arrive depuis une source située plus à l'ouest, avec un "timing" permettant une remontée dans la couche euphotique à l'endroit et à la date de l'augmentation de concentration en chlorophylle observée.

Notons tout de même que le calcul effectué ci-dessus reste approximatif, notamment à cause des hypothèses faites sur la vitesse de l'EUC (vitesse constante dans le temps et dans l'espace pendant le trajet, égale à la vitesse à 165°E au moment du départ).

En ce qui concerne l'hypothèse d'une vitesse constante dans le temps, la [figure 5.33b](#) indique que l'EUC accélère au cours du temps (à part en janvier), ce qui devrait raccourcir le temps de trajet d'autant plus.

Mais d'autre part comme dit plus haut, l'EUC semble être plus rapide à 165°E qu'à 156°E, donc probablement qu'à 150°E également (il n'y a pas de données TAO à 147°E en 1998). En 2003, les données TAO indiquent que l'EUC est plus rapide à 165°E qu'à 147°E à la fin de l'El Niño 2002-03. Dans les deux cas, la différence est de l'ordre de $20\text{-}30 \text{ cm s}^{-1}$ environ, ce qui signifierait que notre calcul sous-estime le temps nécessaire pour atteindre la zone du bloom (6-7 jours pour une différence de 20 cm s^{-1}). Nous pouvons donc supposer que les erreurs dues à ces deux approximations se compensent partiellement.

Cette hypothèse d'un brusque apport de fer dans la couche euphotique, dans la zone du bloom, mi-avril, depuis un maximum présent dans l'EUC, est donc possible. D'après les différentes expériences numériques et étude de données que nous avons réalisées, c'est la seule hypothèse (à laquelle nous ayons pensé) qui permette d'expliquer cette augmentation brutale

des concentrations en chlorophylle à cette date précise. Sans être autre chose qu'une indication supplémentaire, cette étude supporte donc l'hypothèse de la présence d'un maximum de fer dans le sous-courant, qui apparaît aujourd'hui comme la principale explication capable d'expliquer le pic du bloom.

En résumé :

- l'étude des flotteurs lagrangiens montre que le temps de trajet des flotteurs est directement relié à la vitesse de l'EUC, et diminue donc au cours du temps (sauf à partir de mai où les variations de la longitude de remontée sont trop importantes)
- un calcul pour des particules fictives originaires d'une possible source de fer en amont montre que l'hypothèse d'un soudain apport de fer mi avril est plausible, et que la date du pic du bloom est cohérente avec les variations temporelles de la vitesse de l'EUC.

5.3-5 Rôle du vent

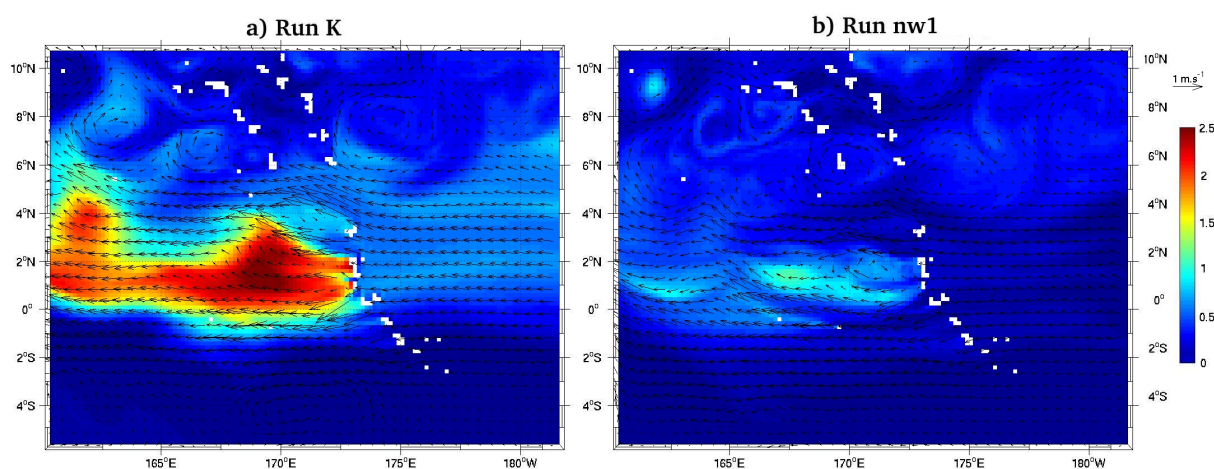


Figure 5.34 – Exemple d'une sortie à 5 jours des concentrations en traceur passif, centrée le 5 avril 1998, en surface (sans unité) : a) run K et b) run nw1, où le vent est nul à partir du 15 février. Les courants sont superposés (flèches noires). Les pixels blancs sont le masque représentant les îles.

Nous avons montré dans les pages précédentes que la présence des îles a eu un impact important sur la dynamique de la région, et par conséquent sur les champs de nutriments (simulés à l'aide d'un traceur passif et de flotteurs lagrangiens) et la biologie. Mais même si l'on sait que les remontées de traceur passif et flotteurs observées dans le run K sont dues en partie à la présence des îles, et même après avoir identifié les processus responsables de ces remontées, il nous reste une hypothèse à vérifier : l'existence d'un upwelling généré par les vents, hypothèse proposée dans les études antérieures, notamment par [Murtugudde et al. \(1999\)](#) et [Ryan et al. \(2002\)](#). De façon plus générale, nous essayons ici d'obtenir des indications sur le rôle joué par le forçage local du vent, par opposition au forçage grande

5.3 Résultats

échelle qui correspond au forçage aux frontières par le run ORCA2 (courants, eux-mêmes résultant du vent grande échelle).

Afin d’avoir une idée de l’importance du vent pendant les différentes phases du bloom, et en particulier pendant la phase de génération, nous avons réalisé des expériences où le champ de vent est mis à zéro à partir d’une certaine date dans le run K, tous les autres paramètres restant inchangés : le 15 février (nw1)¹, le 1^{er} mars (nw2), le 15 mars (nw3) et le 10 mai (nw4). La [figure 5.34](#) illustre les différences observées dans les champs de traceur passif à l’aide d’un exemple pris début avril, 50 jours après avoir imposé un vent nul dans le run nw1. On peut constater que les principaux courants se maintiennent même sans vent, à cause du forçage aux frontières par le run ORCA2 (on observe la même chose dans les autres expériences). De même, les vitesses verticales contre les îles restent sensiblement identiques dans les run avec et sans vent. Les résultats présentés sont donc représentatifs en premier lieu du rôle du vent, puisque la circulation moyenne se maintient pendant les expériences.

La [figure 5.35](#) détaille la réponse en traceur passif (évolution des concentrations et bilan de traceur) dans la zone 0°-2°N, 165°E-170°E, pour un arrêt des vents le 15 février (nw1, bleu foncé) et le 15 mars (nw3, bleu turquoise). Dans les deux cas, le vent est coupé pendant la phase de génération, cependant la similitude des courbes bleues à partir d’avril indique que la date d’arrêt des vents ne change pas le résultat. Les résultats des tests nw2 et nw4 ne sont pas présentés ici, mais confirment cette affirmation.

Dans tous les run nw, les concentrations en traceur passif chutent en surface, dès que l’on annule le forçage par le vent. Les graphiques de variations temporelles et d’advection apparaissent très bruités, mais semblent indiquer que les différentes courbes se rapprochent de zéro, à l’exception de l’advection zonale pour laquelle aucun changement significatif n’est observé. Il est à noter que les différents termes d’advection dépendent non seulement de la vitesse des courants mais également du gradient de concentration en traceur passif. En conséquence, la chute des concentrations diminue le gradient en traceur passif, et explique en partie la baisse des termes advectifs.

Par contre, la [figure 5.35c](#) montre de manière très nette que le mélange vertical chute dès que le vent est mis à zéro. Dans le cas du run nw3, le mélange vertical devient quasiment nul en moins d’un mois, alors qu’il reste largement positif jusqu’à fin avril dans le run K.

En conclusion, il semblerait que la dynamique de la région soit essentiellement forcée par la circulation grande échelle et la présence des îles, alors que le vent a un impact très fort sur le terme de mélange vertical. Celui-ci étant le principal moteur des augmentations en traceur passif pendant la phase de génération ([Figure 5.28a](#) page 191), nous pouvons en conclure que le vent joue probablement un rôle prépondérant dans la génération du bloom (février - avril), par son action sur le terme de mélange.

¹ pour “no wind”

5. Un exemple de l'activité interannuelle : le bloom des Kiribati

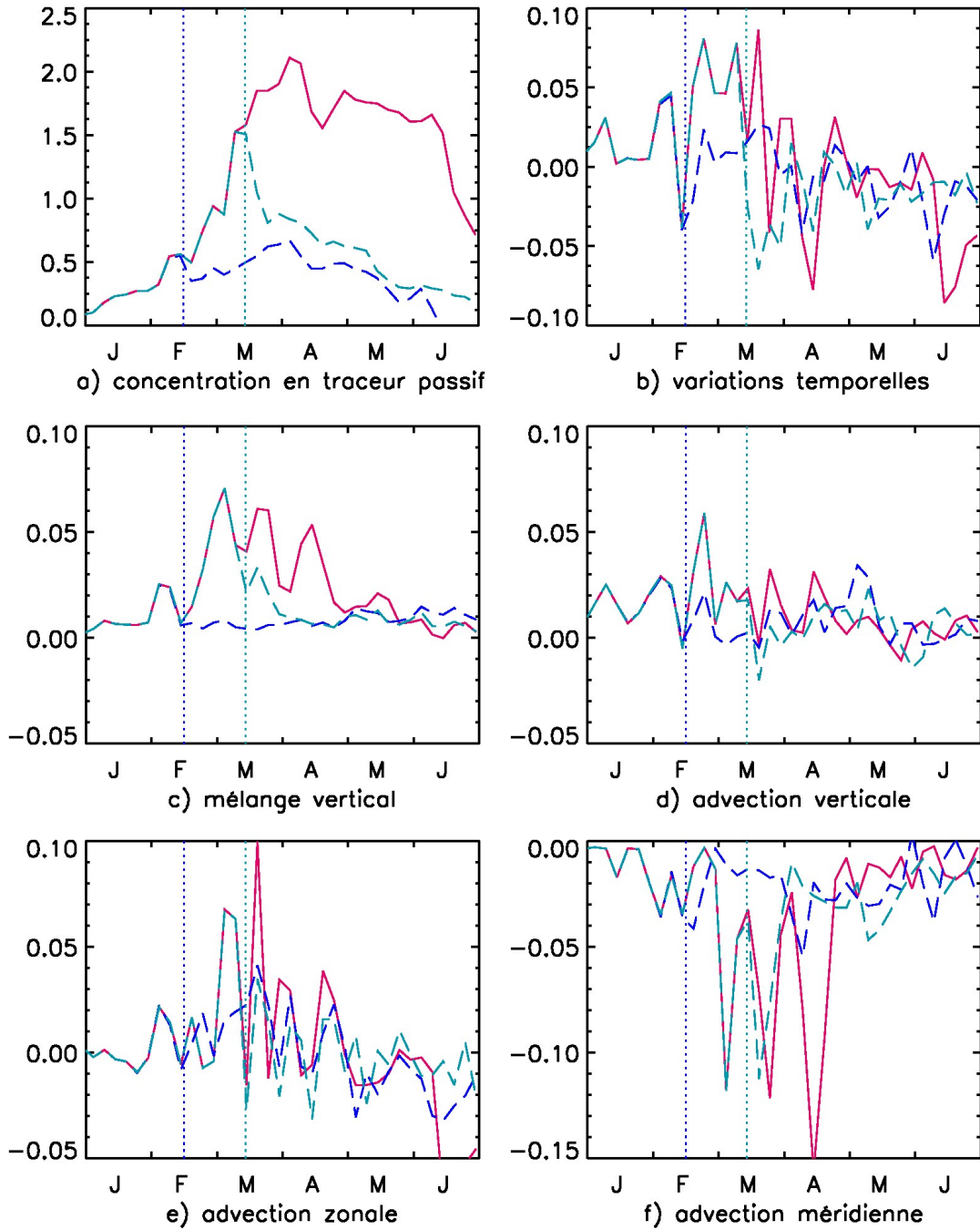


Figure 5.35 – Comparaison des run avec et sans vent en 1998, moyenne 0° - 2° N, 165° E- 170° E : run K (rouge), run nw1 (tirets bleu foncé), run nw3 (tirets bleu turquoise). Les pointillés indiquent les dates à partir desquelles on annule le vent dans les deux expériences. Le graphique (a) présente les concentrations en traceur passif en surface (sans unité), les graphiques (b) à (f) les différentes composantes du bilan de traceur passif moyenné dans les 50 premiers mètres (s^{-1}).

Conclusion

Cette étude a permis de mieux comprendre les mécanismes responsables du bloom des Kiribati, le plus important par la taille, la durée et les concentrations atteintes, observé dans le Pacifique tropical ouest pendant la période de septembre 1997 à décembre 2004. Nous avons montré que l'intensité et la localisation de ce bloom sont directement liées au contexte particulier de la fin de l'El Niño 1997 et à la présence des îles Kiribati. A la suite des différentes études réalisées notamment grâce à l'utilisation d'un traceur passif et de flotteurs lagrangiens, censés nous renseigner sur le comportement des masses d'eaux riches en nitrate et en fer, nous proposons le scénario suivant :

- **contexte initial** : écosystème de type oligotrophe limité par le nitrate, nitracline et thermocline relativement proches de la surface, EUC quasi-absent
- **phase de génération** : Les courants de surface se renversent en janvier puis s'intensifient. La présence des îles Kiribati a pour conséquence la formation de tourbillons en aval des îles (effet d'île). Combinée à l'action du vent, cette perturbation des courants augmente le mélange vertical à l'ouest des îles, et fait remonter l'ensemble de la structure verticale. L'apport de nitrate résultant (d'après l'étude du traceur passif) explique l'augmentation progressive des concentrations en chlorophylle à ce moment-là, et a probablement pour conséquence une modification de l'écosystème, qui devient de type HNLC donc limité par le fer.
- **pic du bloom** : La remontée de l'EUC diminue l'intensité de l'effet d'île, mais d'un autre côté permet la remontée des eaux riches en fer qui constituent le cœur de celui-ci. Un brusque apport de fer mi-avril (d'après l'étude des flotteurs lagrangiens) expliquerait l'augmentation soudaine des concentrations en chlorophylle observée.
- **phase de déclin** : L'EUC continue de remonter, jusqu'à causer une renverse des courants de surface en juin. A la suite de cela, des eaux oligotrophes sont advectées depuis l'ouest, expliquant la chute des concentrations en chlorophylle et le déplacement du bloom vers l'est. Fin juin, l'ensemble des paramètres biologiques et physiques est revenu à un niveau comparable à celui observé habituellement dans le Pacifique central.

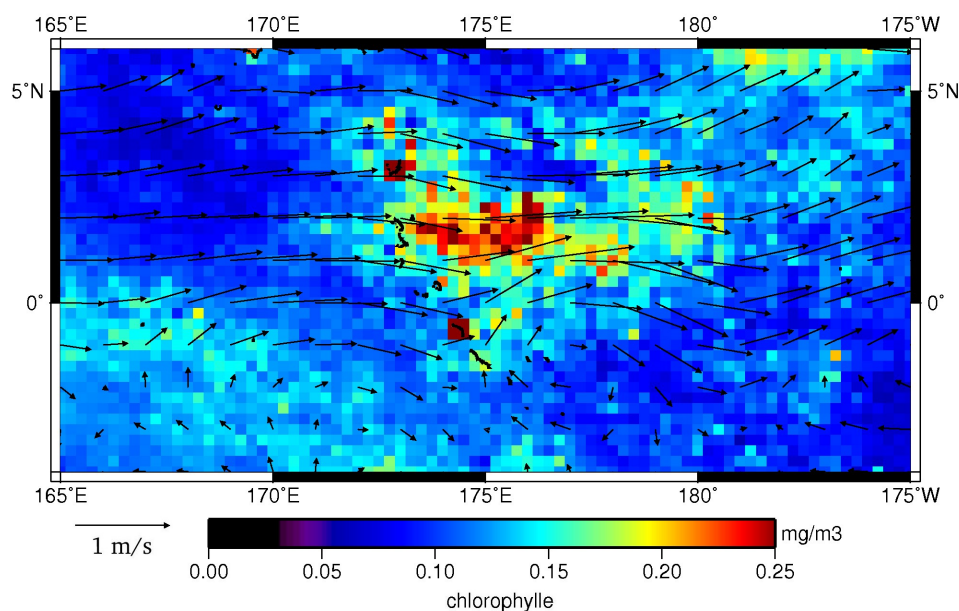


Figure 5.36 – Exemple d'un bloom observé à l'est des îles Kiribati, le 5 novembre 1997 : concentrations en chlorophylle SeaWiFS (couleurs) et courants de surface OSCAR (flèches).

D'autres enrichissements sont visibles à des moments différents, la plupart du temps à l'ouest des îles en cas de courants vers l'ouest comme en 1998, mais parfois aussi à l'est des îles en cas de courants vers l'est (Figure 5.36). Cela suggère que les îles influencent probablement la production biologique régionale à d'autres moments, tout comme leur présence perturbe le système de courants (*Masumoto et al. (2004)* ; *Gouriou et al. (2006)*).

Cependant, aucun bloom d'une telle intensité n'a été observé depuis dans cette région (Figure 5.37a), y compris à la fin de l'El Niño 2002-03. Cette intensité exceptionnelle est directement liée au contexte particulier au début de l'année 1998. L'examen des données TAO à 165°E, 0° (Figure 5.37b et c) montre à quel point les conditions en 1998 étaient réellement exceptionnelles : sur toute la période de surveillance par les mouillages TAO, la thermocline n'a jamais autant remonté qu'en 1998, et l'EUC n'a jamais été aussi rapide ni aussi proche de la surface. En conséquence, les réservoirs de nitrate et fer n'ont jamais été aussi proches de la couche euphotique qu'à ce moment-là. Ainsi une simple perturbation par la présence des îles a suffi pour injecter des nutriments directement dans la couche euphotique, et à générer un bloom d'une intensité surprenante pour la région. Même si les données SeaWiFS ne sont disponibles qu'à partir de septembre 1997, nous pouvons donc supposer qu'un bloom d'une telle intensité n'a probablement jamais été observé dans cette région depuis 1986, à part en 1998.

Conclusion

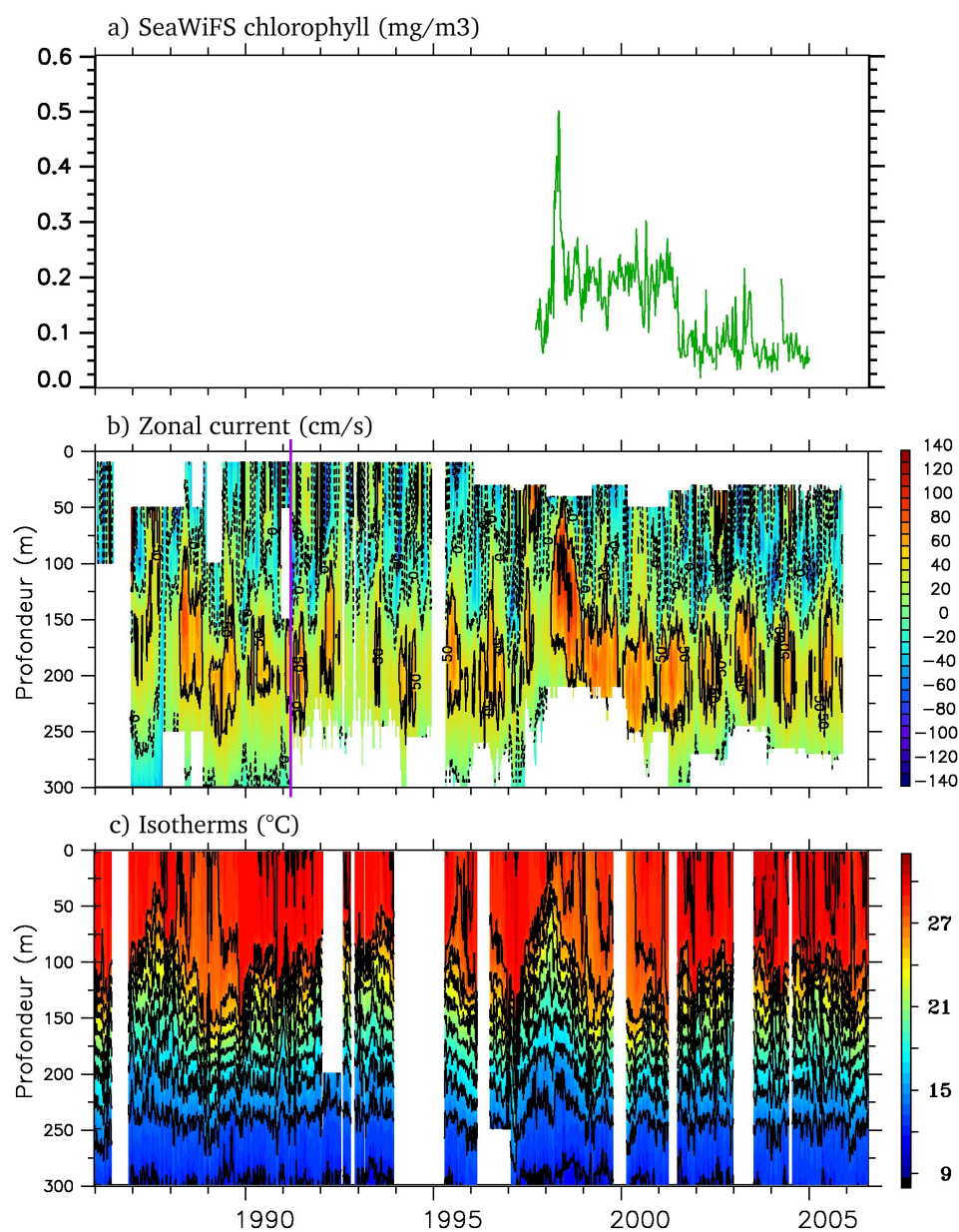


Figure 5.37 – Evolution sur la période de 1986 à aujourd’hui, à 165°E-0°, de la concentration en chlorophylle SeaWiFS (a, produit dégradé à 1°), et des profils de courants zonaux (b) et température (c) obtenus au mouillage TAO correspondants. Les courants zonaux avant le 1^{er} mars 1991 (trait violet) proviennent de courantomètres, et ensuite de données ADCP.

Chapitre 6

La variabilité à l'échelle intrasaisonnière : les coups de vent d'ouest

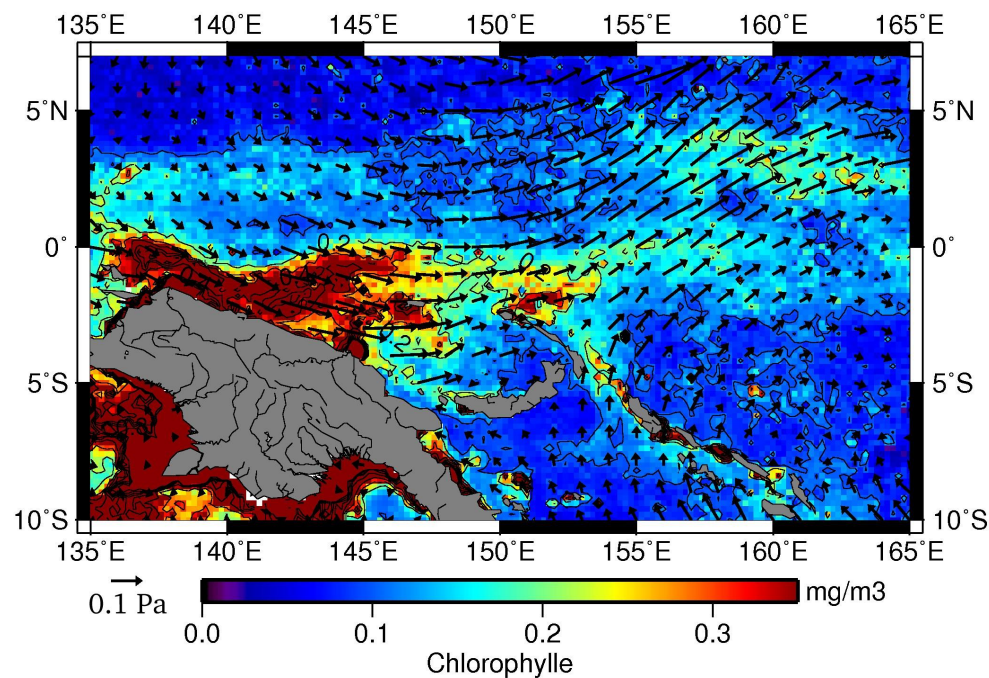


Figure 6.1 – Exemple d'enrichissement lors d'un coup de vent d'ouest (WWB n°7, voir [tableau 6.1](#)) : concentrations en chlorophylle SeaWiFS (mg m^{-3} , contours tous les 0.1 mg m^{-3}), carte centrée le 7 décembre 2002. Les tensions de vent QuickSCAT sont superposées (vecteurs).

Sommaire

Introduction	209
6.1 Contexte général	210
6.1-1 Description et classification des coups de vent d'ouest	210
6.1-2 Réponse dynamique de l'océan	211
6.1-3 Réponse biologique de l'océan	212
6.1-4 Stratégie adoptée	213
6.2 Etude générale des WWB	214
6.2-1 Aperçu des WWB et de la réponse biologique associée	214
6.2-2 Analyse EOF multivariée	215
6.3 Mécanismes d'enrichissement lors des WWB	219
6.3-1 WWB de type "local"	219
6.3-2 WWB de type "advectif"	225
Conclusion	229

Introduction

Les analyses statistiques effectuées dans le chapitre 3 n'ont pas permis de dégager clairement de mode de variabilité de la chlorophylle à l'échelle intrasaisonnière, à l'exception de l'upwelling de la PNG. Cependant, des ruptures d'oligotrophie ont déjà été observées dans la *warm pool*, en lien avec des coups de vents d'ouest (WWB¹), lesquels sont actifs à l'échelle intrasaisonnière (Siegel et al., 1995). Il s'agit d'un couplage physique/biologie visible de façon assez évidente dans la région (Figure 6.1) : les enrichissements observés semblent directement la conséquence du forçage local par le vent.

Les coups de vent d'ouest sont un mode de variabilité du champ de vent actif à l'échelle intrasaisonnière, souvent en relation avec la MJO². Celle-ci étant modulée à l'échelle interannuelle, les WWB subissent également une forte variabilité interannuelle : ils sont ainsi plus fréquents et plus forts pendant la phase d'initiation et le pic des événements El Niño. De tels coups de vents peuvent détruire la couche barrière et entraîner les nutriments vers la surface par mélange turbulent, avec pour conséquence une augmentation de la concentration en chlorophylle de surface visible par SeaWiFS (Siegel et al., 1995). Cependant le phénomène semble plus complexe, puisque certains coups de vents peuvent avoir l'effet inverse : stratification de la colonne d'eau (Cronin et McPhaden, 2002) et blocage probable des remontées de nutriments.

Cette étude exploratoire constitue une première approche de la réponse biologique aux WWB, ainsi que des mécanismes qui en sont responsables. Dans cette optique, nous commençons par faire rapidement le point sur la réponse physique de l'océan aux WWB, largement étudiée par le passé, avant d'utiliser les champs de données à notre disposition pour tenter de comprendre le couplage de cette réponse dynamique avec une possible réponse biologique (modification des champs de concentration en chlorophylle SeaWiFS).

¹ Westerly Wind Bursts, voir section 1.2-3.c page 44 ² Madden-Julian Oscillation, voir section 1.2-3.c page 44 et Madden et Julian (1971)

6.1 Contexte général

6.1-1 Description et classification des coups de vent d'ouest

Comme nous l'avons rapidement expliqué dans le chapitre 1¹, les WWB sont des vents d'ouest remplaçant parfois les alizés, souvent associés à la phase convective de la MJO, et particulièrement fréquents et intenses en période El Niño. Ils sont ainsi actifs à l'échelle intrasaisonnière (en lien avec la MJO), et modulés à l'échelle interannuelle (en lien avec l'ENSO). Ils sont le plus souvent générés par l'interaction d'une paire de cyclones tropicaux situés de part et d'autre de l'équateur (*Keen, 1982*), mais on n'observe quasiment pas d'activité cyclonique pour certains d'entre eux, ce qui suggère que d'autres mécanismes, probablement en lien avec El Niño, peuvent conduire à leur formation. En particulier, *Yu et al. (2003)* proposent l'existence d'un lien entre ENSO et les WWB, via le gradient équatorial de pression de surface.

Les caractéristiques des WWB, telles que résumées par *Verbickas (1998)*, sont les suivantes :

- vitesses supérieures à 5 m s^{-1} , de l'ordre de $12\text{-}14 \text{ m s}^{-1}$ en moyenne
- durée comprise entre 2 et 20-30 jours, de l'ordre de 10 jours en moyenne d'après les données ERA²
- étendue zonale pouvant varier de 500 à 8000 km, de l'ordre de 4000 km en moyenne ($\sim 35^\circ$ de longitude)
- positionnés les plus souvent près de l'équateur
- se produisent le plus souvent entre novembre et avril.

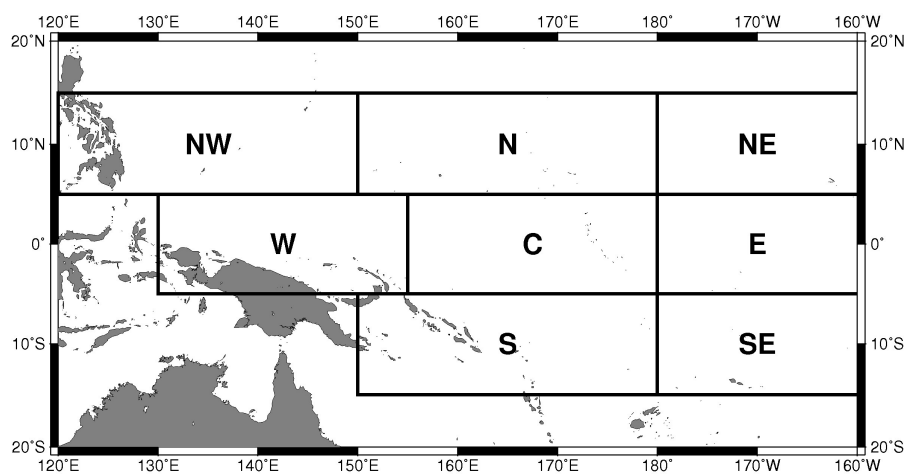


Figure 6.2 – Classification des WWB dans le Pacifique tropical ouest, d'après *Harrison et Vecchi (1997)* : nord-ouest (NW), nord (N), nord-est (NE), ouest (W), centre (C), est (E), sud (S) et sud-est (SE).

¹ section 1.2-3.c page 44 ² ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Re-Analyses

6.1 Contexte général

Une classification a été proposée par *Harrison et Vecchi (1997)* à partir d’une étude portant sur les années 1986 à 1995, en fonction de l’emplacement géographique du coup de vent (*Figure 6.2*). Pendant la période considérée, le type C est le plus fréquemment observé (17.6%), suivi de NW (16.5%) et SE (14.5%). En particulier, ces auteurs montrent que la distribution temporelle des WWB varie suivant le type considéré. Ainsi les coups de vents de type C sont plus fréquents de novembre à janvier, ceux centrés au nord de juillet à octobre, et ceux centrés au sud de décembre à mars.

6.1-2 Réponse dynamique de l’océan

Les WWB sont surtout connus pour leur rôle dans la génération des événements El Niño, ce qui explique que leur impact sur la dynamique de l’océan ait été largement étudié. En effet, ils génèrent des ondes de Kelvin de downwelling (voir par exemple *Lengaigne et al. (2002)*), qui se propagent vers l’est, responsables d’anomalies positives de température dans l’est du bassin et potentiellement du déclenchement d’El Niño.

En ce qui concerne plus spécifiquement l’impact local des WWB, une bonne synthèse peut être trouvée dans *Cravatte (2003)* (section 2.3). Dans le cas des WWB centrés à l’équateur, on peut noter une perturbation du système des courants dans la bande équatoriale, avec l’apparition d’un courant dirigé vers l’est en surface (dans les 50 ou 100 premiers mètres), qui se forme 2-3 jours après le coup de vent à 10 m, et d’un courant en sub-surface (vers 150 m) dirigé vers l’ouest qui se forme un peu plus tard, l’EUC étant plus profond (*McPhaden et al., 1992*).

La structure thermohaline est également perturbée, les auteurs notent le plus souvent un approfondissement de la couche mélangée et un enfoncement de la thermocline (*McPhaden et al., 1992*) à cause d’une augmentation du taux de mélange par l’action du vent. On observe aussi un refroidissement local de l’océan, qui peut être très intense (1.2°C dans le cas du WWB de mars 1997, *Lengaigne et al. (2002)*), et pouvant être lié aux flux solaire et de chaleur latente (réduction de l’insolation, augmentation de l’évaporation) (*Cronin et McPhaden, 1997*), au mélange avec les eaux plus profondes (*Delcroix et al., 1993*) ou à des processus advectifs (*Lengaigne et al., 2002*).

Les conséquences sur la salinité sont moins claires, par exemple *Delcroix et al. (1993)* mentionnent une tendance de la salinité à s’uniformiser dans les 50 premiers mètres pendant un WWB, et une augmentation de la stratification en sel pendant un autre.

Ainsi, même si de manière générale l’action des WWB a tendance à augmenter le mélange turbulent, détruisant ainsi la couche barrière et approfondissant la couche mélangée, ce n’est pas toujours le cas. *Cronin et McPhaden (2002)* ont montré que certains coups de vent d’ouest peuvent au contraire conduire à la formation d’une couche barrière épaisse. Les processus impliqués lorsque l’on observe une formation de couche barrière diffèrent suivant les WWB, mais on peut noter l’importance des précipitations associées au coup de vent,

ainsi que le rôle des courants engendrés, qui renforcent et inclinent le front en salinité et/ou advectent les eaux dessalées.

6.1-3 Réponse biologique de l'océan

Contrairement à la réponse physique, la réponse biologique de l'océan aux WWB a été très peu étudiée, et est donc mal connue. En effet, la couverture nuageuse souvent importante pendant les coups de vent empêche les mesures satellite de couleur de l'eau. *Siegel et al. (1995)* ont étudié les conséquences d'un WWB qui s'est produit fin décembre 1992 - début janvier 1993. Après le coup de vent, les concentrations en chlorophylle de surface ont brutalement augmenté, passant d'une valeur de 0.08 mg m^{-3} à des concentrations supérieures à 0.20 mg m^{-3} . Les concentrations étant toujours élevées à la fin de la campagne de mesure, le bloom s'est maintenu pendant au moins deux semaines.

Siegel et al. (1995) proposent que ce bloom a été causé par l'entraînement de nutriments dans la couche euphotique pendant le WWB, à cause du fort mélange vertical généré par celui-ci. Ensuite, pendant la diminution du taux de mélange à la fin du WWB, les nutriments ont été assimilés par le phytoplancton, générant le bloom observé. Une hypothèse alternative pourrait être l'apport de fer par les vents. A noter que l'augmentation des concentrations en chlorophylle ne peut pas être due à une remontée du DCM, car la concentration en chlorophylle intégrée sur la verticale augmente également de 50%.

L'impact biologique des WWB a également été étudié dans le cadre du programme MUSICAL¹ pendant l'événement El Niño de 2002-03 (*Radenac et al., 2006a*). La conclusion de cette étude est que les coups de vent d'ouest contribuent sans doute à l'augmentation des concentrations en chlorophylle observée dans la *warm pool* pendant les événements El Niño, par des processus locaux et advectifs dont la contribution relative semble varier d'un WWB à l'autre. Plus généralement, ces enrichissements semblent être la conséquence d'interactions entre la perturbation de la dynamique grande échelle liée à El Niño, le phénomène de mousson, et des processus locaux (*Radenac et al., 2006b*).

Cependant, tous les WWB ne conduisent probablement pas à une augmentation des concentrations en chlorophylle. En particulier, aucune conséquence biologique n'a été observée par *Radenac et Rodier (1996)* à la suite d'un WWB en décembre 1989. De plus, le fait que des WWB puissent générer localement une couche barrière épaisse (*Cronin et McPhaden, 2002*) signifie que certains WWB ont probablement l'effet inverse, à savoir isoler les masses d'eaux riches de la surface.

¹ Multi-Sensors Information : ocean Color and ALtimetry

6.1-4 Stratégie adoptée

L'objectif de cette étude est de mieux comprendre la réponse biologique aux coups de vent d'ouest. Pour cela, nous choisissons la période des années SeaWiFS où l'on observe le plus de WWB : ceux-ci étant particulièrement fréquents et intenses pendant les phases d'initiation et de pic des El Niño, c'est logiquement autour de l'année 2002 que nous en observons le plus (d'après les données ERS et QuickSCAT, non montré). La période d'étude est fixée d'octobre 2001 à février 2003. Il faut cependant garder à l'esprit que les conditions sont spécifiques du phénomène El Niño. En particulier, la thermocline et la nutricline sont plus proches de la surface que dans les conditions normales, ce qui explique sans doute en partie l'intensité de la réponse biologique observée (*Radenac et al., 2006b*).

Nous utilisons ici les données satellite et *in situ* (mouillage TRITON) afin de caractériser les WWB observés pendant cette période, et d'étudier une possible réponse biologique ainsi que les mécanismes qui en seraient responsables. Une configuration régionale du modèle ROMS est également à l'étude afin d'investiguer plus précisément ces mécanismes, mais nous ne disposons pas encore de résultats par cette méthode.

Par la suite, nous définissons un WWB à partir des données QuickSCAT, par des tensions de vent zonal supérieures à 0.1 Pa. Nous notons $\vec{\tau}$ la tension de vent, $\tau = ||\vec{\tau}||$ sa valeur, τ_x et τ_y ses composantes zonales et méridiennes, respectivement.

6.2 Etude générale des WWB

6.2-1 Aperçu des WWB et de la réponse biologique associée

	dates (pic)	τ pendant le pic	localisation
1	20/10/01	~ 0.2 Pa	C-N
2	07/12/01 \rightarrow 05/01/02 (15/12)	~ 0.35 Pa	W puis C
3	14/02 \rightarrow 02/03/02 (22/02)	~ 0.3 Pa	C-S puis C
4	30/06/02	~ 0.3 Pa	NW et C
5	09/08 \rightarrow 18/09/02 (17/08)	$\sim 0.25-0.3$ Pa	NW
6	04/10 \rightarrow 12/10/02 (04/10)	~ 0.2 Pa	C puis NW
7	29/11 \rightarrow 07/12/02 (29/11)	$\sim 0.3-0.35$ Pa	C
8	31/12/02 \rightarrow 29/01/03 (05/01)	~ 0.15 Pa	C-S

Tableau 6.1 – Caractéristiques des WWB observés. Les sigles de la localisation correspondent à ceux utilisés par *Harrison et Vecchi (1997)* (Figure 6.2), l'utilisation de 2 lettres signifie qu'il n'est pas possible de trancher. Les dates correspondent au centre des semaines SeaWiFS de 8 jours.

Au cours de la période étudiée (octobre 2001 à février 2003), plusieurs coups de vent d'ouest sont visibles dans les données QuickSCAT hebdomadaires (Tableau 6.1). Les gammes d'intensité, de localisation et d'étendue spatiale des WWB sont assez étendues. Cependant, la plupart sont de type C et visibles dans la bande équatoriale.

La figure 6.3 met en évidence la réponse biologique à ces différents WWB dans la bande 2°S-2°N. Les WWB les plus intenses coïncident tous de façon remarquable avec une augmentation des concentrations en chlorophylle au même endroit, ce qui semble suggérer l'existence d'un très fort couplage physique/biologie. L'étude effectuée dans le cadre du programme MUSICAL (voir section 6.1-3) proposait deux hypothèses pouvant expliquer ces enrichissements (*Radenac et al., 2006a*) : processus locaux et advection de masses d'eaux depuis l'ouest, riches en chlorophylle et nutriments. Tout comme dans le cas des enrichissements dans le NECC (voir la section 5 de *Messié et Radenac (2006)*, page 136), ce n'est pas directement la chlorophylle qui est advectée, mais les masses d'eaux riches en chlorophylle et nutriments, avec leurs propriétés.

Il est à première vue difficile de dire si les enrichissements que nous observons sont le résultat de phénomènes verticaux locaux (mélange et/ou advection) ou horizontaux (advection horizontale depuis l'ouest). En effet comme on peut le voir sur la figure 6.3, même si les concentrations sont plus élevées à l'ouest et une propagation vers l'est du signal en chlorophylle est parfois visible (WWB n°2 par exemple), d'autres WWB semblent caractérisés par des maxima locaux des concentrations en chlorophylle vers 155°E (WWB n°4 et 6 typiquement). De plus, ces deux hypothèses sont tout autant cohérentes l'une que l'autre avec l'action du vent. Un WWB peut augmenter le mélange vertical, et également modifier les

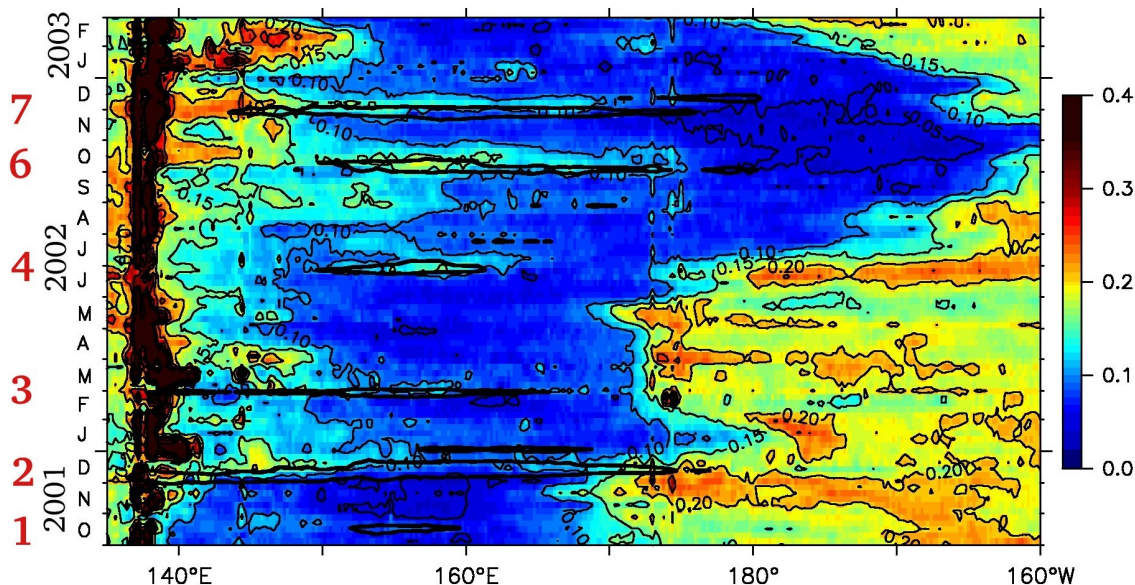


Figure 6.3 – Diagramme temps-longitude (2°S-2°N) de chlorophylle SeaWiFS (mg m^{-3}), contours tous les 0.05 mg m^{-3} . Les contours noirs épais sont les isolignes de tension de vent zonale 0.1 Pa (d’après les données QuickSCAT). Les numéros sont ceux du [tableau 6.1](#) ; les WWB n°5 et 8 ne sont pas visibles car trop éloignés de l’équateur.

vitesses verticales hors bande équatoriale par modification du champ de rotationnel du vent (mécanismes verticaux locaux). D’autre part, les WWB génèrent des courants vers l’est, potentiellement capables d’adveciter des masses d’eaux riches en nutriments et chlorophylle depuis l’ouest (mécanismes horizontaux).

6.2-2 Analyse EOF multivariée

Les schémas spatiaux-temporels des champs de tension zonale de vent et de concentration en chlorophylle de surface semblent être relativement cohérents, avec des enrichissements en chlorophylle coïncidant dans le temps et dans l’espace avec les WWB. En conséquence, une technique d’approche peut être l’utilisation d’analyses EOF¹ multivariées, ce qui signifie ici que les champs de chlorophylle et τ_x sont normalisés, et analysés simultanément. Cette analyse a été pratiquée sur la période octobre 2001 à février 2003, dans la région 140°E-170°E, 7°S-7°N, en excluant les pixels où le nombre de données manquantes SeaWiFS est supérieur à 10%. Cela peut nous permettre d’avoir une vue d’ensemble du couplage chlorophylle/ τ_x , ainsi que de mettre en évidence des schémas-type de WWB.

Les résultats associés aux modes 1 (23.9% de variance expliquée) et 2 (17.8%) sont présentés par la [figure 6.4](#). Le mode 3 (12.3%) est associé au balancement du front pendant cette période, et ne nous intéresse pas spécifiquement dans le cadre de cette étude des WWB ; nous ne le présentons donc pas ici.

¹ voir section [3.1-4](#) page [107](#)

6. La variabilité à l'échelle intrasaisonnière : les coups de vent d'ouest

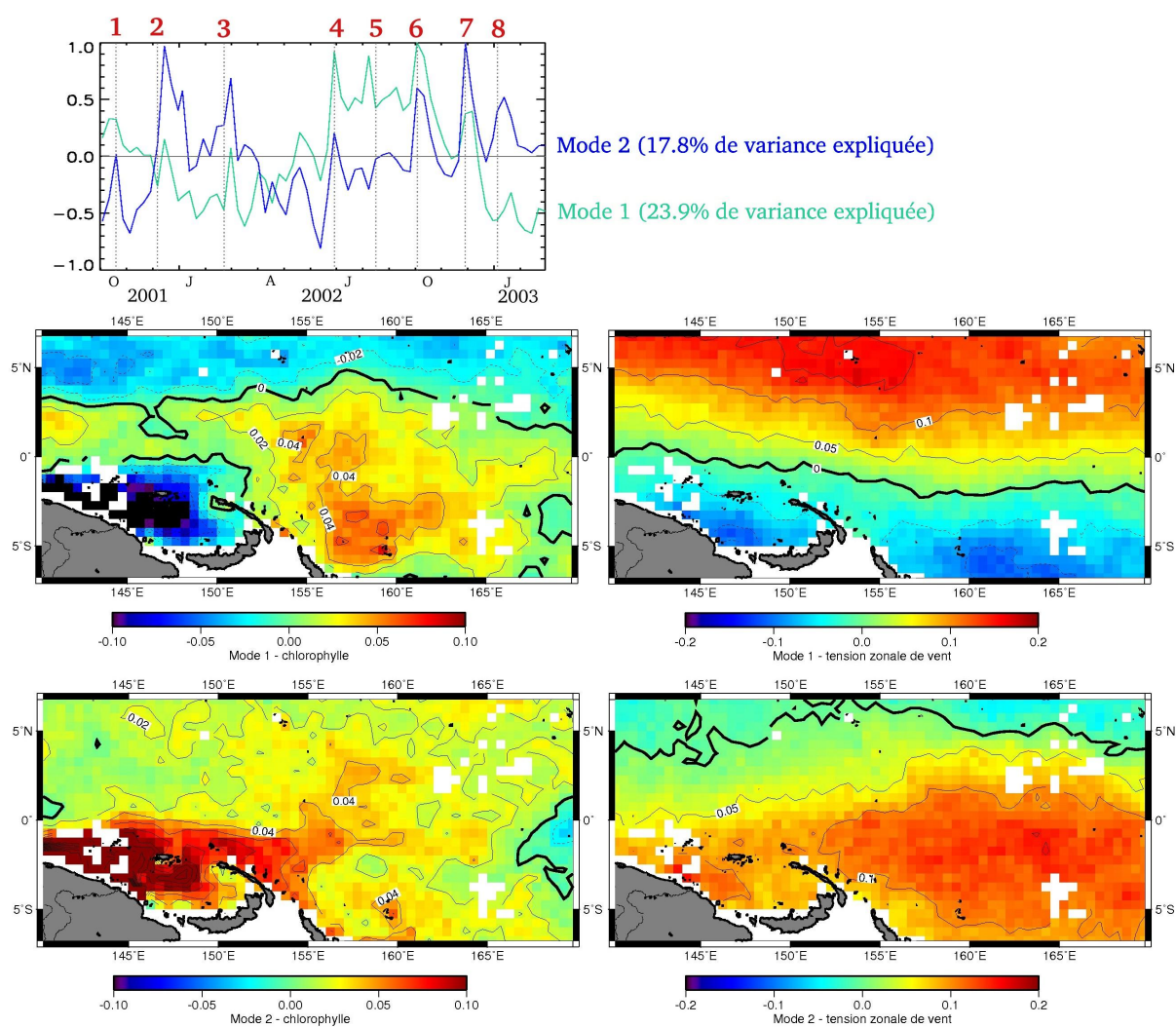


Figure 6.4 – Analyse EOF multivariée des concentrations en chlorophylle SeaWiFS (produit dégradé à la résolution de QuickSCAT ie. $0.5^\circ \times 0.5^\circ$) et des tensions zonales de vent QuickSCAT, sur la période d'octobre 2001 à février 2003 : séries temporelles associées aux deux premiers modes (les numéros sont ceux du tableau 6.1), et cartes spatiales correspondantes. Les pixels blancs ont été exclus de l'analyse EOF.

↔ Mode 1

Le mode 1, qui explique presque le quart de la variance, est associé au cycle saisonnier des vents : la série temporelle est globalement négative de décembre à mai, positive de juin à novembre. D'après la carte des vents associée à ce mode, cela signifie que les alizés sont plus forts au nord de l'équateur de décembre à mai, plus faibles voire remplacés par des vents d'ouest (anomalies positives) au sud de l'équateur. De juin à novembre, c'est l'inverse. Ce cycle saisonnier capturé par les EOF est en accord avec celui mentionné dans le chapitre 1¹ : alizés forts au nord de l'équateur en février, au sud en août. Il est également cohérent avec la saisonnalité des WWB telle que décrite par *Harrison et Vecchi (1997)*² : les WWB centrés au nord sont plus fréquents de juillet à octobre (série temporelle du mode 1 positive), au sud de décembre à mars (série temporelle du mode 1 négative).

Associée à cette variabilité saisonnière des vents, la variabilité des concentrations en chlorophylle est dipolaire, avec un signal très fort au niveau de l'upwelling de la PNG. Comme nous l'avons montré dans le chapitre 3, le cycle saisonnier de l'upwelling de PNG est très marqué pendant les années 2001 à 2003, avec des concentrations en chlorophylle maximales en été austral ([Figure 3.6a](#) page 117), ce qui est également cohérent avec le signal du mode 1. Compte tenu de la zone et de la période de calcul des EOF, l'upwelling de PNG représente la seule région où la variance associée au cycle saisonnier est forte (voir en particulier dans le chapitre 3, la [figure 3.7d](#) page 119), ce qui explique qu'il représente l'essentiel du signal en chlorophylle dans le mode 1.

Nous pouvons enfin noter que les pics de la série temporelle du mode 1 observés fin juin et fin septembre 2002 correspondent aux WWB n°4 et 6. Celui début août correspond au début du WWB n°5 (une semaine avant le pic indiqué par les pointillés), qui est centré au nord de 7°N mais visible plus au sud, surtout au début de l'événement (le WWB se déplace ensuite davantage au nord). Ces 3 WWB (n°4, 5 et 6) sont centrés au nord, de type NW ([Tableau 6.1](#)), ce qui est cohérent avec le champ de vent représenté sur la carte associée au mode 1.

↔ Mode 2

Le mode 2, quant à lui, présente des pics pendant ou juste après la plupart des WWB listés dans le [tableau 6.1](#), sans réelle variabilité saisonnière. D'après la carte des vents correspondante, ce mode est surtout associé aux WWB de type C, ce qui est effectivement le cas des WWB n°2, 3, 6 et 7 pour lesquels on observe des pics de la série temporelle.

En ce qui concerne le mode de variabilité de la chlorophylle associé, on observe des concentrations très élevées au niveau de l'upwelling de la PNG, mais également dans le prolongement de celui-ci vers l'est, jusque vers 157°E. Cela semble cohérent avec l'hypothèse de l'advection émise par *Radenac et al. (2006a)* : le coup de vent génère un courant vers l'est,

¹ voir la [figure 1.17](#) page 43 ² voir la section 6.1-1

qui advecte les eaux riches en nutriments et chlorophylle depuis la zone de l'upwelling. Par contre, les WWB n° 1 et 4 ne coïncident avec aucun pic de la série temporelle du mode 2, ce qui semble suggérer qu'il ne s'agit pas de WWB de type advectif. Nous vérifierons plus loin qu'effectivement, les blooms associés résultent de processus locaux.

↪ **En conclusion :**

- les WWB coïncident le plus souvent avec une augmentation des concentrations en chlorophylle de surface (au cours de la période étudiée)
- 2 hypothèses, éventuellement complémentaires, peuvent expliquer l'origine de ces enrichissements : phénomènes verticaux locaux (mélange et/ou advection) et advection horizontale (*Radenac et al., 2006a*)
- une analyse EOF multivariée permet de repérer les WWB, et probablement de les séparer en fonction de ces deux catégories.

6.3 Mécanismes d'enrichissement lors des WWB

L'analyse EOF suggère que les WWB n° 1 et 4 sont plutôt de type local, et les WWB n° 2, 3, 7, 8 plutôt de type advectif. Cette classification se confirme lorsque l'on regarde des cartes de chlorophylle et de courants au moment des enrichissements (certaines sont présentées par les figures 6.1, 6.5 et 6.10) : dans certains cas, une forte augmentation locale des concentrations en chlorophylle est visible alors que pour d'autres, on voit des concentrations très élevées au niveau de la PNG, qui semblent advectées par un courant zonal positif. Le tableau 6.2 résume la réponse biologique observée (décrite également pour certains WWB par Radenac *et al.* (2006a)) ainsi que le type de réponse biologique que l'étude de ces cartes semble suggérer. Nous nous intéressons ensuite successivement aux deux types de WWB.

WWB	réponse biologique associée	proposition de type de WWB
1 (oct 2001)	enrichissement vers 155°E, 0° ([Chl]~0.15 mg m ⁻³)	local
2 (dec 2001)	patch enrichi vers 137°E, 2°N visible au début, fort courant zonal (de l'ordre de 1.2 m s ⁻¹), [Chl] élevées au niveau de la PNG, possible advection visible	local au début, essentiellement advectif
3 (fev 2002)	beaucoup de nuages, [Chl] élevées au niveau de la PNG, courant zonal ~1 m s ⁻¹	probablement advectif
4 (juin 2002)	patch très net de fortes concentrations vers 157°E, 3-5°N ([Chl]~0.25 mg m ⁻³)	local
5 (août 2002)	pas de réel enrichissement visible	-
6 (oct 2002)	enrichissement global de la région au sud de l'équateur, difficile à dire	?
7 (nov-dec 2002)	enrichissement vers 160°E, 3°N ([Chl]~0.2 mg m ⁻³) courant zonal ~1 m s ⁻¹ , [Chl] élevées au niveau de la PNG, possible advection visible	local + advectif
8 (jan 2003)	pas de réel enrichissement visible	-

Tableau 6.2 – Réponse biologique aux WWB. Les numéros sont ceux du tableau 6.1.

6.3-1 WWB de type “local”

↔ Etude des données satellite : aperçu global

Le plus bel exemple de WWB de type local que nous ayons pendant la période étudiée est le WWB n°4 (Figure 6.5). Ici les processus sont clairement locaux, les concentrations en chlorophylle présentant un maximum local au niveau du coup de vent d'ouest, apparu en

moins d'une semaine puisque les concentrations étaient de l'ordre de 0.1 mg m^{-3} auparavant d'après la carte SeaWiFS précédente. L'intérêt d'étudier plus spécifiquement ce bloom est également la proximité d'un mouillage TRITON à 156°E , 5°N , qui nous fournit des renseignements très précieux sur la structure verticale au moment du coup de vent.

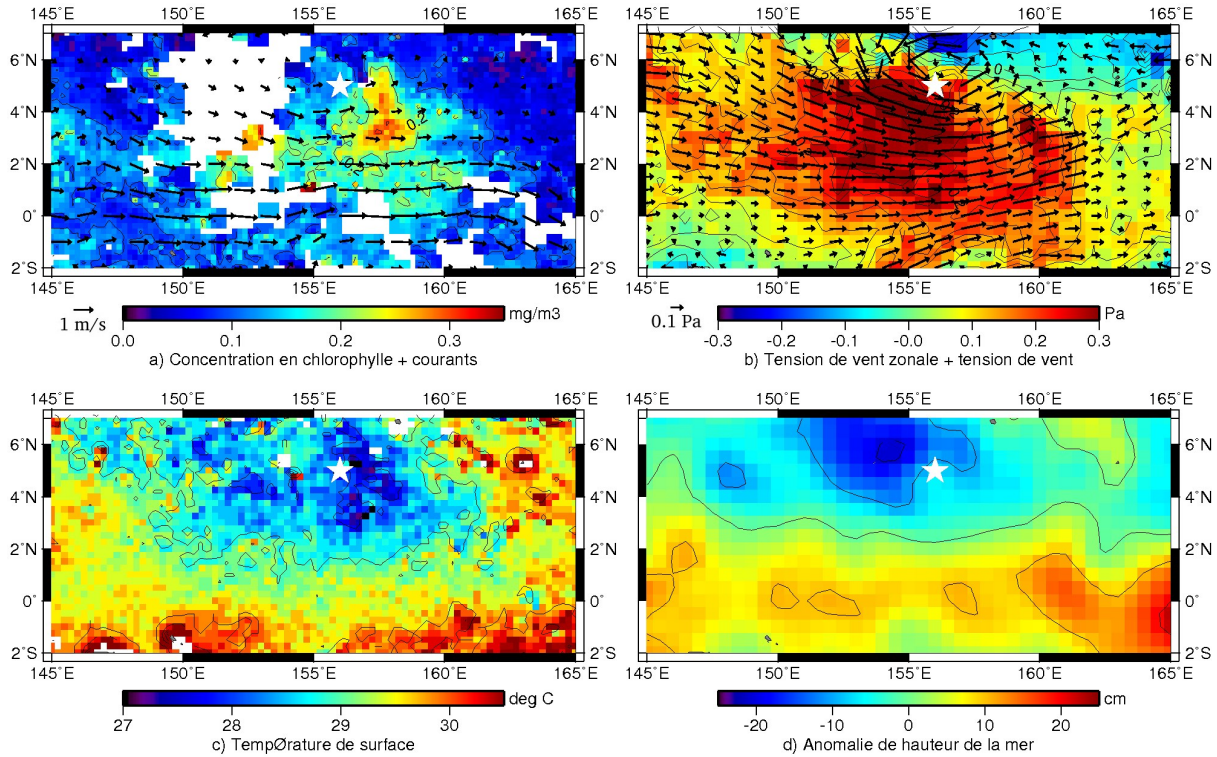


Figure 6.5 – Exemple d’enrichissement lors d’un coup de vent d’ouest de type “local” (WWB n°4, voir [tableau 6.1](#)) : (a) concentrations en chlorophylle SeaWiFS (contours tous les 0.1 mg m^{-3}) et courants OSCAR (vecteurs), (b) tension de vent zonale (contours tous les 0.05 Pa) et tension de vent (vecteurs), (c) SST (contours tous les 1°C) et (d) SLA (contours tous les 10 cm). La carte de chlorophylle est centrée le 30 juin 2002, les autres correspondent à la date la plus proche disponible. L’étoile blanche situe le mouillage TAO/TRITON d’où proviennent les données *in situ* utilisées.

D’après les données satellite ([Figure 6.5](#)), le coup de vent est associé à des concentrations élevées en chlorophylle, des SST froides, des SLA basses et un courant dirigé vers l’est. Cependant, ces différents signaux ne prennent pas place au même endroit : l’enrichissement en chlorophylle correspond bien avec les SST froides, alors que le gros du coup de vent est localisé plus à l’ouest, les courants les plus forts au sud et les SLA les plus basses au nord-ouest. Cela s’explique probablement par le fait que ces cartes représentent des moyennes sur 5, 7 ou 8 jours, centrées à des dates différentes, alors que la réponse physique (au moins) au coup de vent est extrêmement localisée dans le temps d’après les données TRITON ([Figure 6.7](#)).

La [figure 6.6](#) permet de remettre cet événement dans le contexte de l’année 2002 en donnant les séries temporelles associées aux différentes variables de la [figure 6.5](#). Comme on peut le voir, la réponse physique et biologique au coup de vent est extrêmement rapide et

6.3 Mécanismes d'enrichissement lors des WWB

forte. Le calcul de l'advection horizontale de chlorophylle¹ à partir des données de chlorophylle et courants de surface (Figure 6.6b) permet d'affirmer que le bloom observé n'est pas le résultat de processus horizontaux, mais bel et bien de processus locaux.

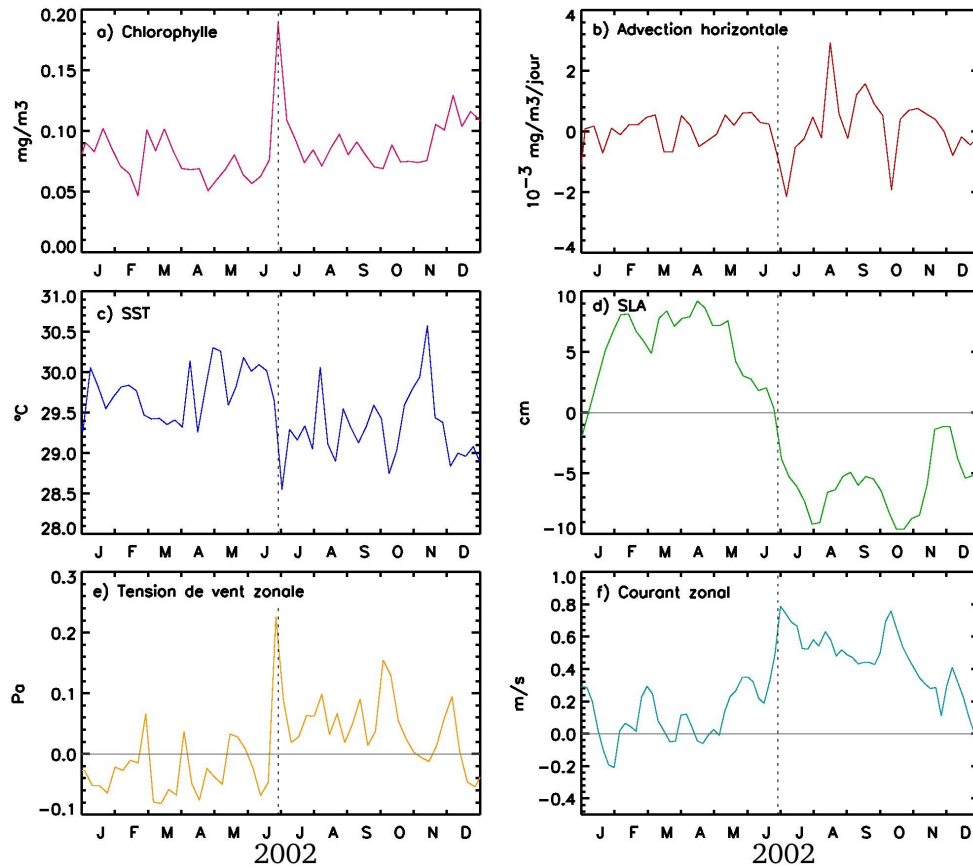


Figure 6.6 – Séries temporelles moyennées dans la zone 150°E-160°E, 2°N-5°N : (a) chlorophylle (SeaWiFS), (b) advection horizontale (calculée à partir des produits SeaWiFS et OSCAR), (c) SST (TMI), (d) SLA (T/P-ERS), (e) courant zonal (OSCAR), (f) tension de vent zonale (QuickSCAT). Les pointillés indiquent le WWB n°4.

↔ Etude des données TRITON : haute résolution et structure verticale

L'intérêt des données TRITON est double. D'une part, nous disposons de données horaires et journalières (les données satellite utilisées sont hebdomadaires), ce qui nous permet de décrire plus précisément le déroulement de la réponse physique associée au WWB, puisque celle-ci dure à peine une semaine (Figure 6.7). D'autre part, le mouillage nous donne des renseignements en profondeur : profils verticaux de température, salinité, densité (Figure 6.8).

D'après ces figures, le déroulement du coup de vent peut se décrire comme suit. A partir du 24 juin, des précipitations assez importantes font chuter temporairement la salinité de surface (Figure 6.7b et d, chaque pic de précipitations du 24 au 28 correspond à une chute

¹ à cause des processus biologiques entrant en jeu, ce n'est pas réellement la chlorophylle elle-même qui est advectée, mais plutôt les propriétés des masses d'eaux

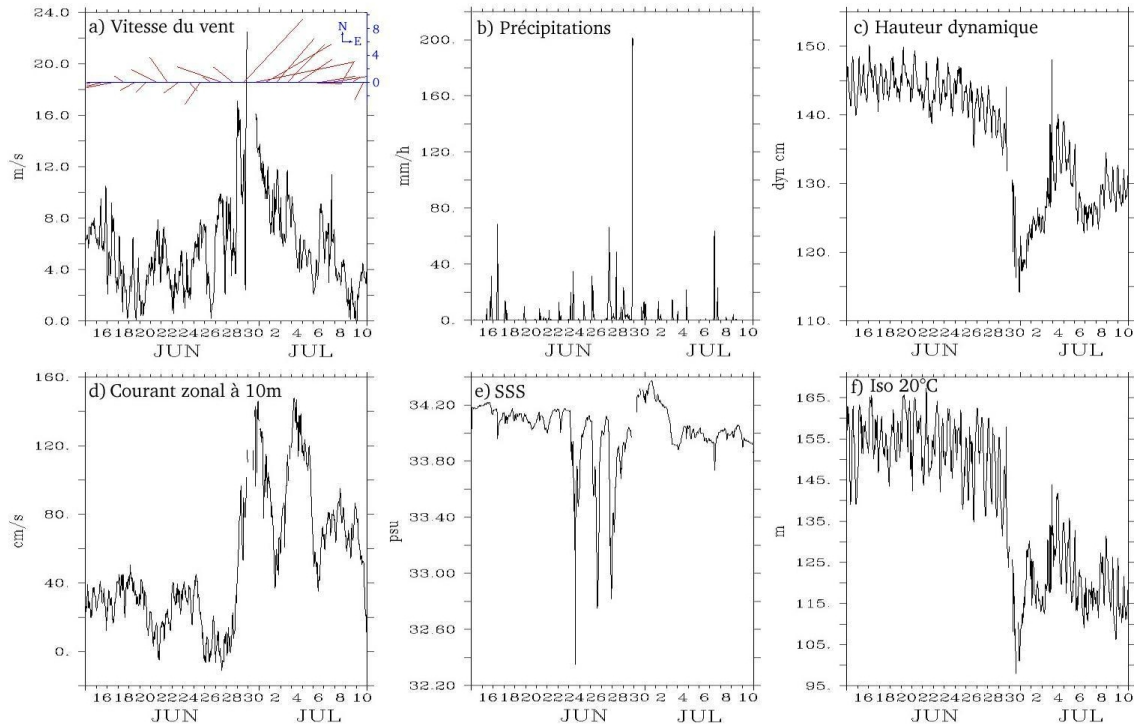


Figure 6.7 – Séries temporelles TRITON¹ à 156°E-5°N (15 juin - 10 juillet 2002) : (a) vitesse du vent (directions superposées en rouge, d'après les données journalières TAO), (b) précipitations, (c) hauteur dynamique, (d) courant zonal à 10 m, (e) salinité de surface, (f) profondeur de l'isotherme 20°C.

de la SSS). Ce dessalement reste confiné à une couche très superficielle, de l'ordre de 20-30m (Figure 6.8b).

Dans la journée du 28, le vent tourne au nord-ouest² et forçit, dépassant les 16 m s^{-1} dans la journée du 29. D'après les données TAO journalières, ils resteront orientés à l'ouest jusqu'au 9 juillet. Après une brève accalmie dans l'après-midi du 29, un deuxième coup de vent encore plus intense se déclenche (vitesses supérieures à 20 m s^{-1} le 30 juin).

En moins de deux jours, le courant zonal à 10 m s'intensifie (plus de 1.4 m s^{-1}). L'action du vent sur la couche de surface a probablement comme autre effet un fort mélange des eaux de surface, que nous ne pouvons pas mettre en évidence avec les données disponibles. Dans le même temps, la SST chute et la SSS augmente, l'isotherme 20°C remonte de 50 m ainsi que l'ensemble de la structure verticale. Si l'on regarde l'isotherme 24°C par exemple (Figure 6.8a), la remontée de la thermocline semble même être de l'ordre de 70-80 m.

Ainsi, des eaux denses, froides et salées, potentiellement riches en nutriments, remontent vers la surface et sont probablement injectées directement dans la couche euphotique, expliquant le bloom observé dans les données SeaWiFS. Les jours suivants, le vent faiblit, la structure verticale s'enfonce à nouveau, tout en restant plus superficielle qu'avant

¹ graphiques obtenus sur le site http://www.jamstec.go.jp/jamstec/TRITON/real_time/html/index.html.

² La direction du vent n'est disponible que jusqu'au 29 juin dans les données TRITON, ce qui explique que nous n'ayons tracé que la vitesse du vent dans la Figure 6.7.

6.3 Mécanismes d'enrichissement lors des WWB

le coup de vent (de l'ordre de 20-30 m plus proche de la surface). Dans le même temps, le bloom est advecté vers le sud-est (bloom visible vers 160°E-2°N sur la carte SeaWiFS suivante), ce qui explique le pic d'advection négative visible juste après le coup de vent sur la [figure 6.6b](#).

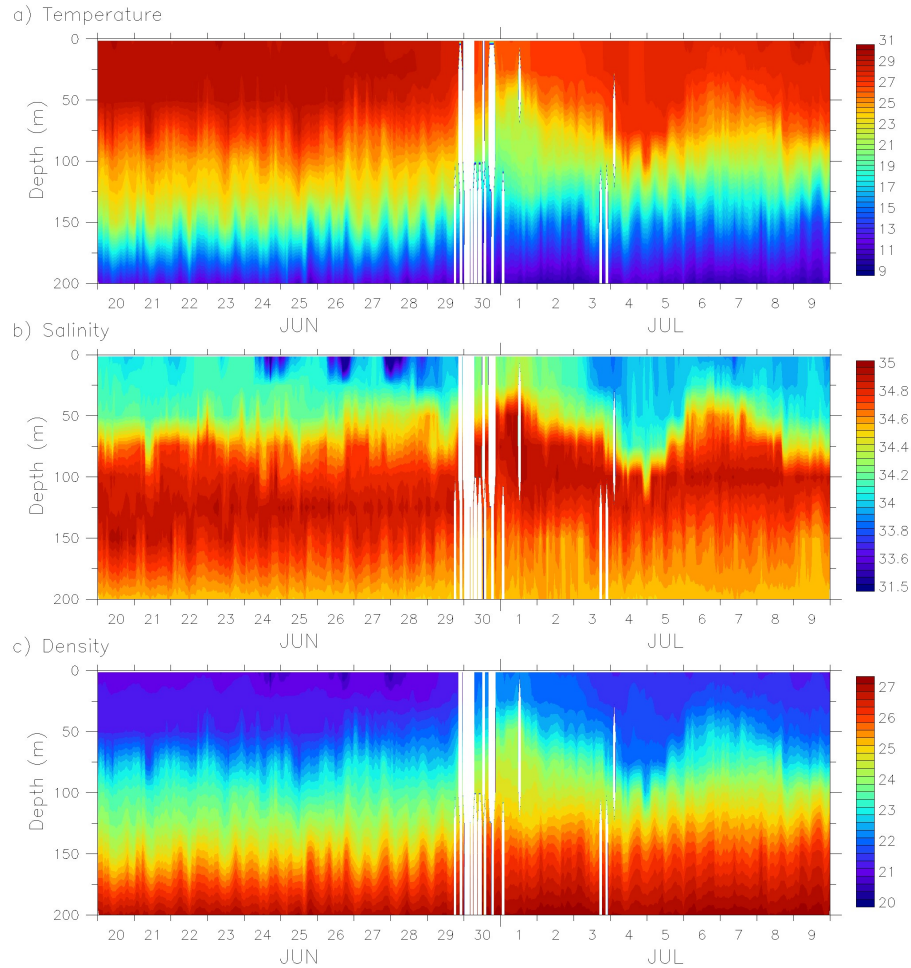


Figure 6.8 – Données horaires TRITON au mouillage 156°E-5°N, du 20 juin au 9 juillet 2002 : (a) température (°C), (b) salinité (psu), (d) densité ($\text{g m}^{-3}\cdot 1000$).

↪ Processus impliqués

L'étude de données que nous venons d'effectuer permet d'avancer une hypothèse sur les mécanismes à l'œuvre pendant le coup de vent, et susceptibles d'expliquer le bloom observé : mélange accru en surface et upwelling. Nous avons voulu vérifier si cet upwelling est effectivement causé par l'action des vents (pompage d'Ekman). On peut voir sur la [figure 6.5b](#) que le vent au niveau du bloom s'incurve dans le sens trigonométrique, ce qui signifie que les vents sont favorables aux upwellings à cet endroit-là.

Nous avons calculé le pompage d'Ekman au point 156°E, 5°N à partir des données journalières de rotationnel de tension de vent QuickSCAT. Les déplacements verticaux de la thermocline induits par le pompage d'Ekman se calculent à partir de l'équation suivante :

$$-\partial h / \partial t = \text{curl}_z(\vec{\tau} / \rho f)$$

où h est la distance séparant la surface de la thermocline, ρ la densité de l'eau de mer (de l'ordre de 1025 kg m^{-3}) et f le paramètre de Coriolis, que nous considérons comme constant aux alentours de 5°N, ce qui nous permet d'approximer le pompage d'Ekman par $\text{curl}_z(\vec{\tau}) / (\rho f)$. Nous déterminons ici la profondeur de la thermocline par celle de l'isotherme 24°C (choisie visuellement d'après la [figure 6.8a](#)). Les résultats sont présentés par la [figure 6.9](#), où les étoiles rouges (bleues) représentent le premier (second) terme de l'équation, respectivement.

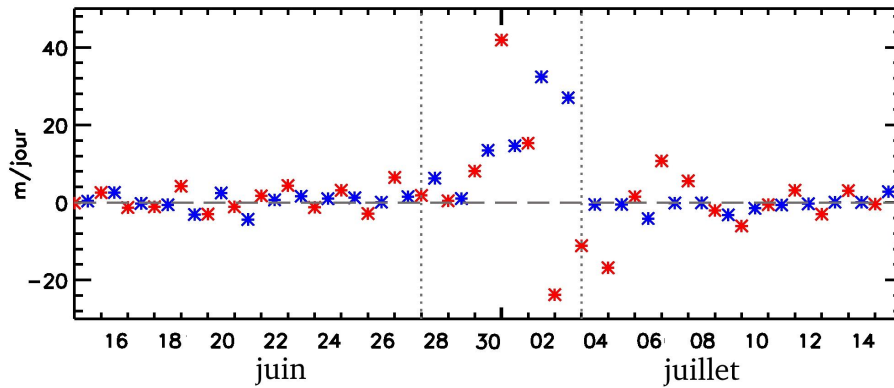


Figure 6.9 – Pompage d'Ekman calculé à partir des données journalière de rotationnel de tension de vent QuickSCAT, à 156°E-5°N, en m jour^{-1} (étoiles bleues) et variation de la profondeur de la thermocline repérée dans les données journalières TRITON par l'isotherme 24°C (étoiles rouges).

Pendant le WWB, et surtout à partir du 30 juin, le champ de vent génère de fortes vitesses positives (étoiles bleues) : diminution de h donc remontée de la thermocline, avec des vitesses pouvant atteindre 35 m jour^{-1} (le 2 juillet). Si l'on considère la période du 28 juin au 3 juillet (indiquée par les pointillés sur la figure), l'intégration temporelle du pompage d'Ekman donne $\Delta h \sim 95\text{m}$, ce qui est même supérieur à la remontée de la thermocline effectivement observée sur la [figure 6.8a](#) (de l'ordre de 80 m entre le 29 juin et le 1^{er} juillet) ou dans les données journalières (étoiles rouges), de l'ordre de 65 m entre le 29 juin et le 2 juillet.

D'après les données TRITON, la thermocline s'enfonce à nouveau à partir du 2 juillet, alors que les données QuickSCAT semblent suggérer que le pompage d'Ekman le plus intense a lieu les 2-3 juillet. Cependant, l'équation du pompage d'Ekman est valable en l'absence d'autres processus advectifs, or ceux-ci ne peuvent être négligés à cause des forts courants existant à ce moment-là ([Figure 6.7c](#)). La différence observée entre les étoiles rouges (mouvements "réels" de la thermocline) et les étoiles bleues (pompage d'Ekman) sur la [figure 6.9](#) s'explique donc probablement par l'existence d'autres processus, notamment advectifs.

6.3 Mécanismes d'enrichissement lors des WWB

↔ **En résumé :**

Le coup de vent de juin/juillet 2002 a été caractérisé par une réponse très forte de l'océan, tant physique que biologique. Le pompage d'Ekman associé au coup de vent a causé un fort upwelling local. L'ensemble de la structure verticale a ainsi remonté sur une cinquantaine de mètres, injectant des nutriments directement dans la couche euphotique et causant le bloom visible dans les données SeaWiFS.

6.3-2 WWB de type “advectif”

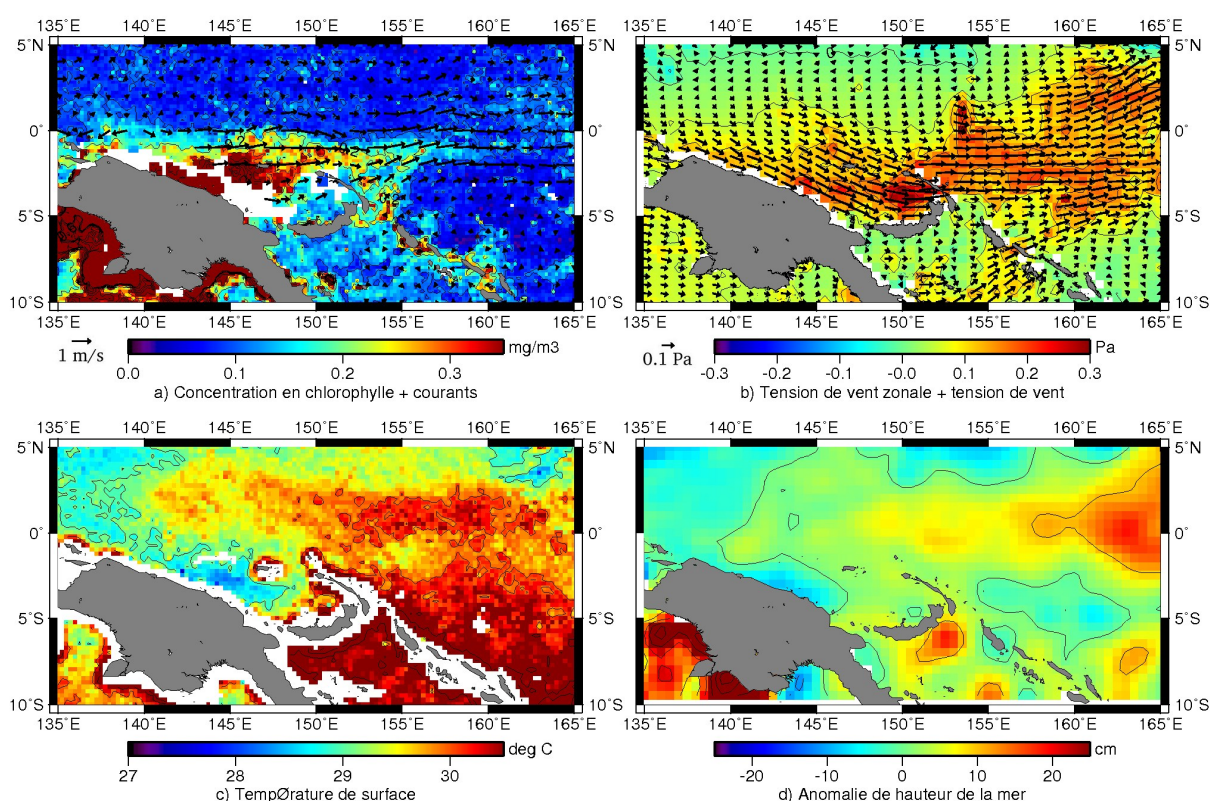


Figure 6.10 – Exemple d'enrichissement lors d'un coup de vent d'ouest de type “advectif” (WWB n°2, voir [tableau 6.1](#)) : idem [figure 6.5](#). La carte de chlorophylle est centrée le 23 décembre 2001, les autres correspondent à la date la plus proche disponible.

La [figure 6.10](#) présente un exemple de WWB que nous supposons être de type advectif. Des concentrations élevées en chlorophylle sont observées au niveau de la PNG, ainsi que des SST froides et SLA basses, caractéristiques de l'upwelling côtier. L'enrichissement en chlorophylle semble se propager vers l'est, advecté par les courants. L'augmentation des concentrations est surtout visible au sud de l'équateur, dans la bande 2°S-0°, et c'est aussi vrai pour les autres WWB de ce type.

6. La variabilité à l'échelle intrasaisonnière : les coups de vent d'ouest

A priori, pour qu'un enrichissement de type advectif puisse se produire, deux conditions doivent être réunies : présence de masses d'eaux riches en chlorophylle et nutriments à l'ouest à ce moment-là (upwelling côtier) et existence d'un courant zonal dirigé vers l'est, généré par le WWB. A noter qu'un upwelling côtier au niveau de la PNG peut se produire lorsque le vent est parallèle à la côte, et dirigé vers le sud-est (Figure 6.10b).

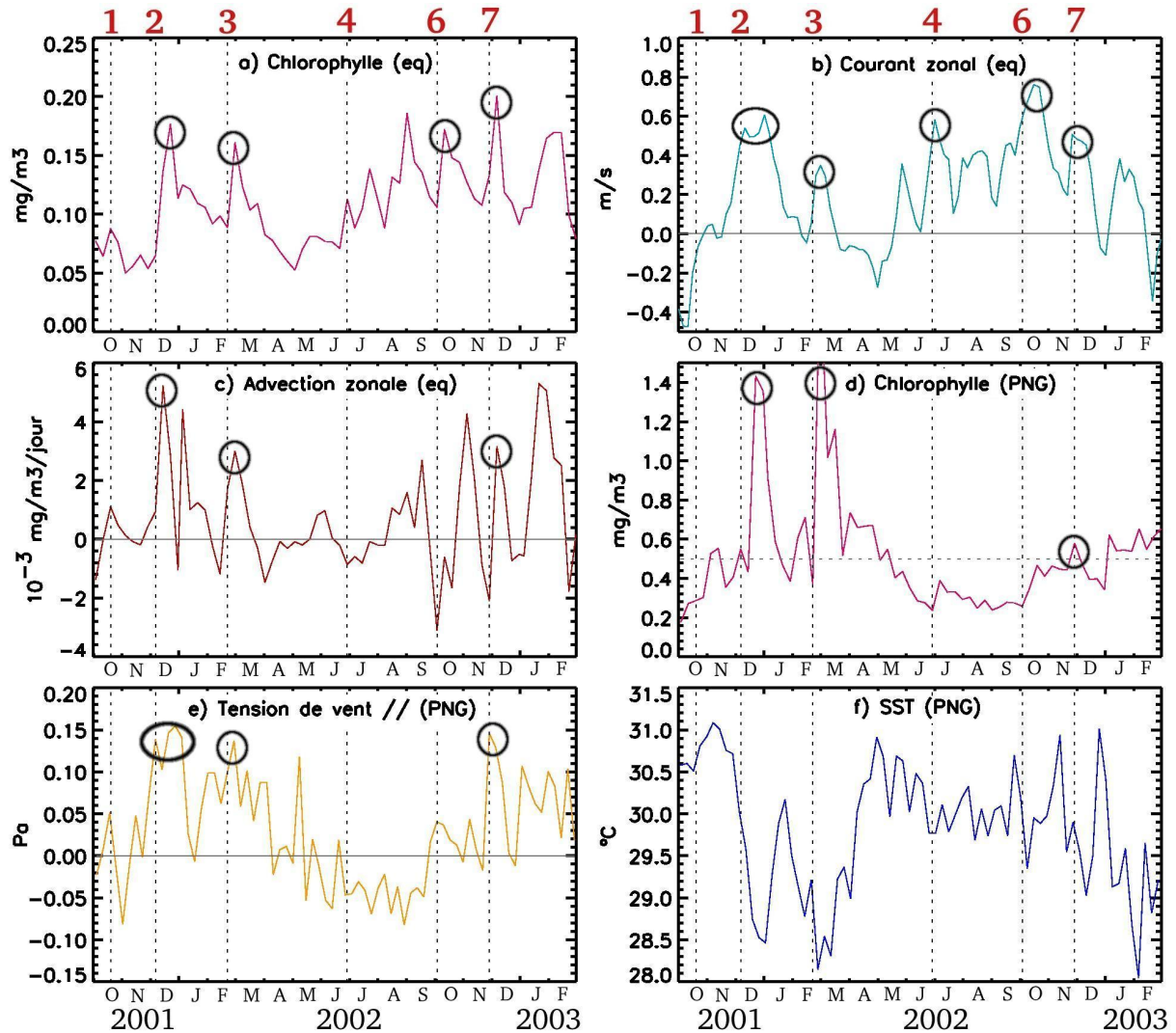


Figure 6.11 – Séries temporelles moyennées dans les zones “PNG” (140°E-145°E, 5°S-2°S) et “Eq” (150°E-155°E, 2°S-0°) : (a) chlorophylle Eq (SeaWiFS), (b) courant zonal Eq (OSCAR), (c) advection zonale Eq (calculée à partir des produits SeaWiFS et OSCAR), (d) chlorophylle PNG (SeaWiFS), (e) tension de vent parallèle à la côte PNG (QuickSCAT), (f) SST PNG (TMI). Les pointillés indiquent les WWB du [tableau 6.1](#) (pas d’enrichissement pendant les WWB n°5 et 8).

La [figure 6.11](#) présente des séries temporelles de différentes variables, dans la région de l’upwelling de PNG (boîte “PNG”, 140°E-145°E, 5°S-2°S), et au niveau des enrichissements observés (boîte “Eq”, 150°E-155°E, 2°S-0°), afin de nous permettre de repérer quand ces deux conditions sont réunies.

6.3 Mécanismes d'enrichissement lors des WWB

Les WWB n° 2, 3, 4, 6, 7 sont associés à des maxima locaux de courant zonal (Figure 6.11b). Les WWB n° 2, 3, 7 sont associés à un fort upwelling de la PNG (Figure 6.11d à f) : pic de la tension de vent parallèle à la côte, chute de la SST, concentrations en chlorophylle excédant les 0.5 mg m^{-3} . Par contre pour les WWB n° 4 et 6, la tension de vent et les concentrations en chlorophylle dans la boîte “PNG” restent plus faibles.

En conséquence, les deux conditions sont réunies pour les WWB n°2, 3 et 7, et l'on observe effectivement un pic de l'advection zonale dans la boîte “Eq” légèrement après chaque WWB (Figure 6.11c), coïncidant avec le pic de concentration en chlorophylle (a).

↪ Etude spécifique du WWB n°2

Nous avons enfin tenté d'estimer la part de l'advection horizontale dans le bilan de chlorophylle, pour le WWB de décembre 2001 (n°2, Figure 6.10). Une augmentation des concentrations en chlorophylle est visible entre les cartes SeaWiFS centrées le 7 décembre (début du coup de vent) et le 23 décembre. Nous avons calculé les variations temporelles moyennes des concentrations en chlorophylle, ainsi que les advections horizontales, dans la bande 2°S - 0° (Figure 6.12).

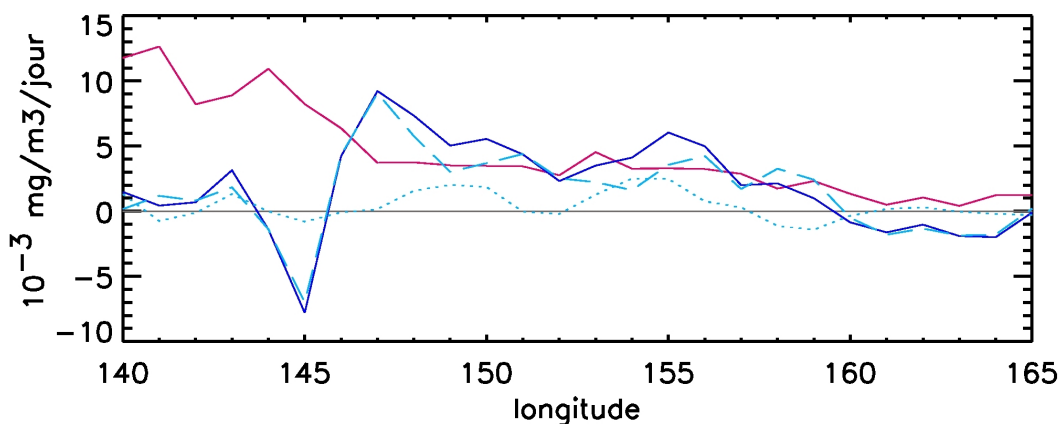


Figure 6.12 – Bilan de chlorophylle, moyenne 2°S - 0° , période du 3 au 26 décembre 2001 : variations temporelles (rouge) et advection horizontale (bleu foncé) comme somme de l'advection zonale (bleu clair, tirets) et de l'advection méridienne (bleu clair, pointillés).

A l'ouest de 145°E , donc proche de la côte de PNG et de la zone d'upwelling, l'advection horizontale est quasiment nulle et ne participe donc pas aux variations temporelles de chlorophylle, fortement positives, ce qui est cohérent avec l'existence d'un upwelling côtier : l'augmentation des concentrations en chlorophylle est ici due à des phénomènes verticaux.

Par contre à l'est de 145°E , et jusqu'à 158°E environ (ce qui est à peu près la limite de l'enrichissement d'après la figure 6.3 page 215), la part de l'advection horizontale est beaucoup plus importante, et la courbe correspondante semble suivre approximativement la courbe des variations temporelles de chlorophylle. Cela confirme l'hypothèse que l'advec-

6. La variabilité à l'échelle intrasaisonnière : les coups de vent d'ouest

tion zonale des masses d'eaux riches originaires de l'upwelling de PNG est responsable de l'augmentation de chlorophylle observée dans la bande 2°S - 0° .

↪ **En résumé :**

Les WWB n° 2, 3 et 7 sont de type advectif et caractérisés par de fortes concentrations en chlorophylle au niveau de la PNG (upwelling côtier) et l'existence d'un courant zonal dirigé vers l'est, associé au coup de vent. Les masses d'eaux riches sont alors advectées vers l'est, expliquant l'augmentation des concentrations en chlorophylle observée dans la région.

Conclusion

Cette rapide étude de données nous a permis de mettre en évidence l'existence de deux types de WWB responsables d'enrichissements en chlorophylle, pendant la période octobre 2001 à février 2003. En particulier, une analyse EOF multivariée met en évidence les WWB de type advectif. Par contre, il n'est pas possible d'isoler les WWB de type local par cette méthode. Cela s'explique par le fait que le schéma spatial des WWB de type advectif est à peu près toujours identique (concentrations élevées au niveau de la PNG, se prolongeant vers l'est dans la bande 2°S-0°), alors que les enrichissements locaux ont lieu à des emplacements différents, et ne constituent donc pas des schémas spatiaux cohérents.

Les WWB n° 1, 4 et 7 présentent des enrichissements locaux, dus à des phénomènes verticaux de type mélange et/ou upwelling. En particulier, le WWB n°4 est caractérisé par une réponse dynamique de l'océan très intense, donnant lieu à une augmentation brutale des concentrations en chlorophylle. Son étude semble indiquer que le pompage d'Ekman est responsable du bloom observé, par la génération d'un fort upwelling au moment du coup de vent. Il faut cependant garder à l'esprit que les processus identifiés ici (pompage d'Ekman et upwelling) sont peut-être propres à ce bloom : en effet, les WWB peuvent également générer un bloom par augmentation du mélange vertical et approfondissement de la couche mélangée (*Siegel et al., 1995*).

Les WWB n° 2, 3 et 7 sont de type advectif : le vent génère un upwelling le long de la côte de PNG, qui explique les fortes concentrations en chlorophylle observées dans la région. Les masses d'eaux riches de l'upwelling sont ensuite advectées vers l'est par le courant zonal résultant du coup de vent.

Il convient toutefois de rappeler ici que l'intensité de la réponse biologique aux différents WWB est d'abord une conséquence de la période particulière que nous étudions. En effet en période El Niño, les WWB sont plus fréquents et plus intenses, et de plus la structure verticale est plus superficielle¹. En conséquence, les réservoirs de nutriments sont plus proches de la surface, les mécanismes verticaux plus efficaces, et la réponse biologique plus intense.

¹ voir section 1.2-3.a page 38

Le projet CVEN (Chlorophylle, Vent d'ouest et El Niño), financé par le CNES et proposé par Marie-Hélène Radenac (LEGOS), Christophe Menkès (LOCEAN) et Gérard Eldin (LEGOS), démarrera en 2007. Son objectif est d'étudier l'impact des coups de vent d'ouest sur l'augmentation de la chlorophylle de surface dans le Pacifique tropical ouest, pendant les événements El Niño, à l'aide de données satellite haute résolution et de modèles couplés physique/biologie (*Radenac et al., 2006c*).

Dans le cadre de ce projet, nous sommes actuellement en train de mettre en place une configuration régionale du modèle ROMS (en cours de réalisation), afin d'étudier plus précisément les mécanismes à l'œuvre pendant les WWB. L'utilisation de traceurs passifs et flotteurs lagrangiens devrait en particulier nous permettre d'étudier le comportement des différentes masses d'eaux.

Conclusion générale

Rappel des principaux résultats

L'objectif de cette étude était de décrire et caractériser la variabilité de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest (120°E - 160°W , 20°S - 20°N), et de mieux comprendre la nature du contrôle exercé sur le phytoplancton. Pour cela, nous avons analysé conjointement les données de couleur de l'eau SeaWiFS, utilisées comme proxy pour la biomasse phytoplanctonique, avec des données physiques de type satellite et *in situ*, et les sorties d'un modèle régional. La période étudiée correspond aux années SeaWiFS, septembre 1997 à décembre 2004.

Une étude statistique des concentrations en chlorophylle de surface nous a permis de dégager les modes de variabilité dominants et les principales régions où se concentre l'énergie du signal couleur de l'eau. A l'ouest de notre région, la variance des séries temporelles est particulièrement élevée le long des côtes, et à l'est, entre l'équateur et 10°N . Elle apparaît essentiellement concentrée dans les modes saisonnier et interannuel. De plus, cette analyse met en évidence l'existence de deux régimes différents : de fin 1997 à mi 2001, la variance est concentrée à l'ouest de 170°E (années La Niña), alors qu'elle est plus forte à l'est de mi 2001 à fin 2004 (années El Niño).

Cette thèse s'est ensuite focalisée successivement sur le contrôle exercé sur la biomasse phytoplanctonique à différentes échelles de temps : saisonnier, interannuel et intrasaisonnier.

↔ Le cycle saisonnier de la chlorophylle de surface

Pendant les années 1999 à 2004, la variabilité saisonnière se concentre au niveau de la mer des Salomon, de la naissance du NECC et des frontières nord et sud de la *cold tongue*. Les processus avancés pour expliquer les variations de chlorophylle dans ces régions à l'échelle saisonnière incluent l'advection horizontale, le transport d'Ekman, et des upwellings locaux générés par les courants (effet d'île, circulation cyclonique) ou par l'action des vents.

↔ **Le bloom des Kiribati, manifestation de la variabilité interannuelle**

Le bloom le plus important observé dans notre région, par l'intensité, la durée et l'étendue spatiale, s'est produit vers 170°E, 0° et est associé à la fin de l'El Niño 1997-98. Ce bloom s'explique par la présence des îles Kiribati, qui forment un obstacle à la fois pour le SEC et l'EUC. Les processus impliqués sont le brassage des eaux par perturbation des courants (effet d'île), le mélange vertical par l'action des vents, et une amplification de la remontée de l'EUC à cause de la présence des îles, responsable d'un brusque apport de fer.

↔ **Les coups de vent d'ouest à l'échelle intrasaisonnière**

Aux échelles intrasaisonnière et interannuelle, les WWB génèrent des enrichissements en chlorophylle par des processus différents suivant les coups de vent d'ouest. Les processus impliqués dans le cas des WWB de type "local" sont le mélange vertical et le pompage d'Ekman (upwelling), alors que l'advection horizontale des masses d'eaux depuis la zone d'upwelling de la PNG explique les enrichissements associés aux WWB de type "advectif".

Conclusion

Cette thèse nous a permis de mettre en évidence et d'explorer une variabilité biologique dans le Pacifique tropical ouest, qui a été peu étudiée par le passé. En considérant la chlorophylle comme proxy pour la biomasse phytoplanctonique, nous avons déterminé différents processus physiques contrôlant la variabilité du phytoplancton à différentes échelles de temps :

- **processus liés à l'action des courants :**

- advection horizontale de masses d'eaux depuis des régions riches (upwelling de PNG, *cold tongue*, etc)
- perturbation de la circulation par les îles (effet d'île), avec pour conséquences un brassage des eaux en aval des îles, et la formation d'upwellings dans les tourbillons cycloniques générés par l'effet d'île
- upwelling dans les méandres du courant et dans les circulations cycloniques
- apport de fer résultant de la remontée de l'EUC

- **processus liés à l'action des vents :**

- upwelling côtier (PNG et îles Salomon)
- upwelling équatorial généré par l'action des alizés
- pompage d'Ekman (circulation cyclonique des vents)
- mélange vertical

Ainsi, la variabilité des vents et des courants contrôle au premier ordre les apports de nutriments (nitrate et fer) en un endroit donné, par des processus à la fois horizontaux et verticaux. Tout comme dans d'autres régions, la variabilité de la dynamique physique contrôle donc largement la variabilité de la biomasse phytoplanctonique.

Cette thèse met également en lumière l'importance des îles et des régions côtières, qui sont responsables d'une part importante des variations de la chlorophylle dans notre région. En effet, la carte de variance de la chlorophylle (Figure 3.2b page 110) montre que l'énergie du signal couleur de l'eau, et donc la variabilité de la biomasse phytoplanctonique, se concentre non seulement au niveau des frontières entre les différents écosystèmes mais également au niveau des îles (Kiribati, Salomon) et des côtes (upwelling de PNG, région du Mindanao).

L'influence de la topographie se fait ainsi sentir bien au-delà des régions côtières, notamment *via* l'advection horizontale : les îles Kiribati, îles de petite taille le plus souvent ignorées, sont responsables d'un bloom s'étendant sur plus d'un millier de kilomètres, et l'advection des masses d'eaux riches de l'upwelling de PNG par les courants générés par les WWB s'étend à l'est de 170°E en 2002.

Le Pacifique tropical ouest apparaît donc comme une région complexe, de part la coexistence de deux types d'écosystèmes très différents (*warm pool* et *cold tongue*), et de part la géographie de la partie ouest. La combinaison de différents types d'outils (données satellite et *in situ*, modèle numérique) s'est avérée particulièrement efficace pour cette étude. En particulier, l'apport des données satellite a été déterminant : la méthodologie utilisée tout au long de cette thèse a été de partir des données satellite, afin de cibler les régions d'intérêt, et d'y utiliser ensuite les données *in situ* disponibles et/ou d'y mettre en place une configuration régionale du modèle ROMS.

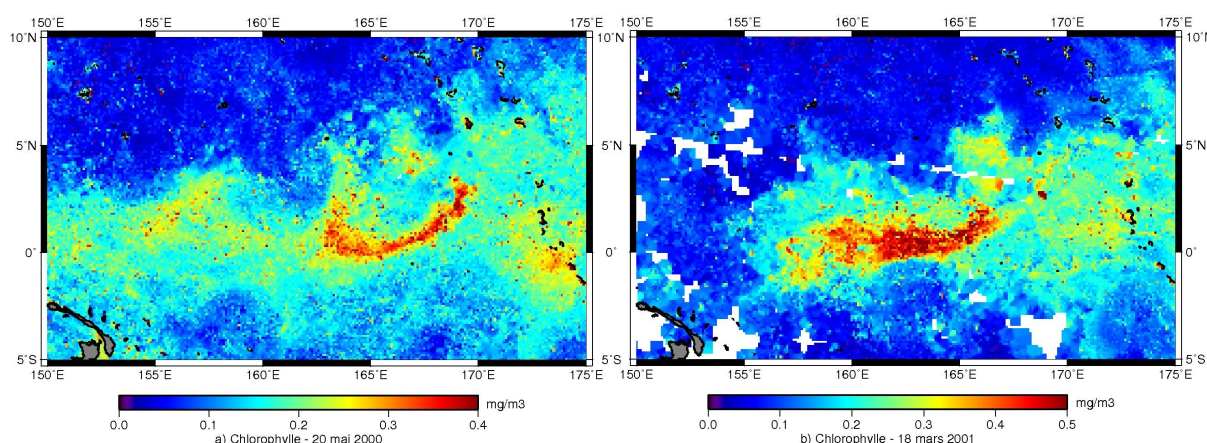
Perspectives

Ces travaux de thèse ouvrent différentes perspectives, notamment dans le cadre de l'influence des régions côtières et des îles sur la biologie dans le Pacifique tropical ouest. En effet, l'influence de la région de PNG (zone de l'upwelling, sortie du détroit indonésien, région de l'île Halmahera) s'est faite largement sentir dans plusieurs des études réalisées, notamment pour les enrichissements saisonniers observés dans le NECC et pour ceux en lien avec les coups de vent d'ouest de type "advectif". Il serait donc particulièrement intéressant d'étudier plus spécifiquement cette région côtière, ainsi que les interactions entre l'écosystème côtier et l'écosystème de la *warm pool* (interactions côte/large). Une telle étude sera réalisée au LEGOS dans les années à venir, dans le cadre d'une collaboration entre les équipes OTVC (Océans Tropicaux et Variabilité Climatique) et GEOMAR (Géochimie Marine) : étude de la fertilisation potentielle des eaux au contact de la PNG, puis de leur devenir.

De même, l'impact exercé par les îles Kiribati sur la biologie à la fin de l'El Niño de 1997-98, et sur la dynamique de l'océan de façon générale, est très loin d'être négligeable malgré la petite taille de ces îles. De façon générale, les îles semblent avoir un effet important sur les concentrations en chlorophylle : enrichissement saisonnier au niveau des îles Salomon, bloom des Kiribati en 1998, autres enrichissements observés dans le sillage des îles Kiribati. D'autres îles ont probablement également un impact fort sur la dynamique phytoplanctonique dans la région, il pourrait être intéressant de réaliser des études comparatives de différents effets d'îles afin de mieux comprendre l'impact de celles-ci sur la biologie dans notre région.

Un autre projet, mené au LEGOS (Marie-Hélène Radenac et Gérard Eldin) et au LOCEAN (Christophe Menkès) à partir de 2007, a pour objectif l'étude de l'impact des coups de vent d'ouest sur l'augmentation de la chlorophylle de surface dans le Pacifique tropical ouest, pendant les événements El Niño. Il s'agit du projet CVEN présenté dans le chapitre 6. Nous sommes actuellement en train de mettre en place une configuration régionale du modèle ROMS, que nous souhaitons utiliser pour étudier le devenir des masses d'eaux à l'aide traceurs passifs et flotteurs lagrangiens, sur le principe du travail effectué à propos des Kiribati (chapitre 5).

Nous avons également parfois observé certaines structures particulières de la chlorophylle SeaWiFS, signaux de fortes intensité que nous n'avons pas étudié, comme par exemple la structure particulière apparue vers 160°E-170°E dans la zone équatoriale en mai 2000 (figure ci-dessous, a) ou les fortes concentrations observées en mars 2001 dans la même région (b). Il pourrait être intéressant de tenter de comprendre la cause de tels événements : s'agit-il d'un couplage physique/biologie ? d'un processus de diazotrophie ? le "bloom" observé correspond-il réellement à une augmentation des concentrations en chlorophylle, ou bien s'agit-il d'un autre signal ?



Cartes de concentrations en chlorophylle SeaWiFS, données à 8 jours centrées le 20 mai 2000 (a) et le 18 mars 2001 (b). Attention au fait que les échelles de couleur sont différentes.

Cette étude est représentative des années fin 1997 à 2004, pour lesquelles nous disposons d'archives couleur de l'eau. SeaWiFS est actuellement toujours en train d'enregistrer les concentrations en chlorophylle, et d'autres capteurs ont été lancés depuis, tels MODIS¹ (NASA, USA) et MERIS (ESA, Europe). Des produits combinant SeaWiFS et MODIS/Aqua sont également proposés par la NASA, ce qui permet de diminuer le pourcentage de données manquantes. La longueur des séries temporelles de données couleur de l'eau s'accroît donc de plus en plus. Ainsi la variabilité basse fréquence de la chlorophylle, en particulier interannuelle, pourra être étudiée plus précisément par la suite, notamment par des outils statistiques inadaptés pour le moment (séries temporelles trop courtes).

Enfin, comme nous l'avons mentionné en introduction, de nouvelles techniques apparaissent et se développent, notamment en ce qui concerne la détermination des groupes phytoplanctoniques depuis l'espace (*Alvain et al., 2005*). L'utilisation d'une telle méthode pourrait permettre de mieux cerner la variabilité de la biomasse phytoplanctonique, en déterminant si la variabilité des concentrations en chlorophylle s'accompagne d'une modification de la nature des écosystèmes, et inversement s'il existe une variabilité des écosystèmes non révélée par des changements de la concentration en chlorophylle de surface.

¹ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

Annexes

Annexe A

Configuration Kiribati : paramétrisation

paramètres de grille	résolution niveau de référence géostrophique paramètre de lissage $grad(h)/h$	1/6° 2000 m 0.25
paramètres verticaux	nombre de niveaux θ_s θ_b h_c	30 6 0 5 m
pas de temps	pas de temps barotrope (2D) pas de temps barocline (3D) temps de calcul : 1 an de simulation	54 s 36 min ~ 8 heures
paramètres de calcul	densité moyenne viscosité latérale (vitesses) diffusion horizontale (traceurs)	1025 kg m ⁻³ 0 m ² s ⁻¹ 0 m ² s ⁻¹
paramètres au fond	coef de frottement linéaire coef de frottement quadratique rugosité coef de frottement minimum coef de frottement maximum	3.10 ⁻⁴ m s ⁻¹ 0 m s ⁻¹ 0 m 10 ⁻⁴ m s ⁻¹ 10 ⁻¹ m s ⁻¹
calculs aux frontières	épaisseur de couche éponge viscosité dans la couche éponge temps de relaxation : entrée traceurs temps de relaxation : sortie traceurs temps de relaxation : entrée vitesses temps de relaxation : sortie vitesses	150 km 1000 m ² s ⁻¹ 1 jour 360 jours 3 jours 360 jours

Annexe B

Configuration Kiribati : validation

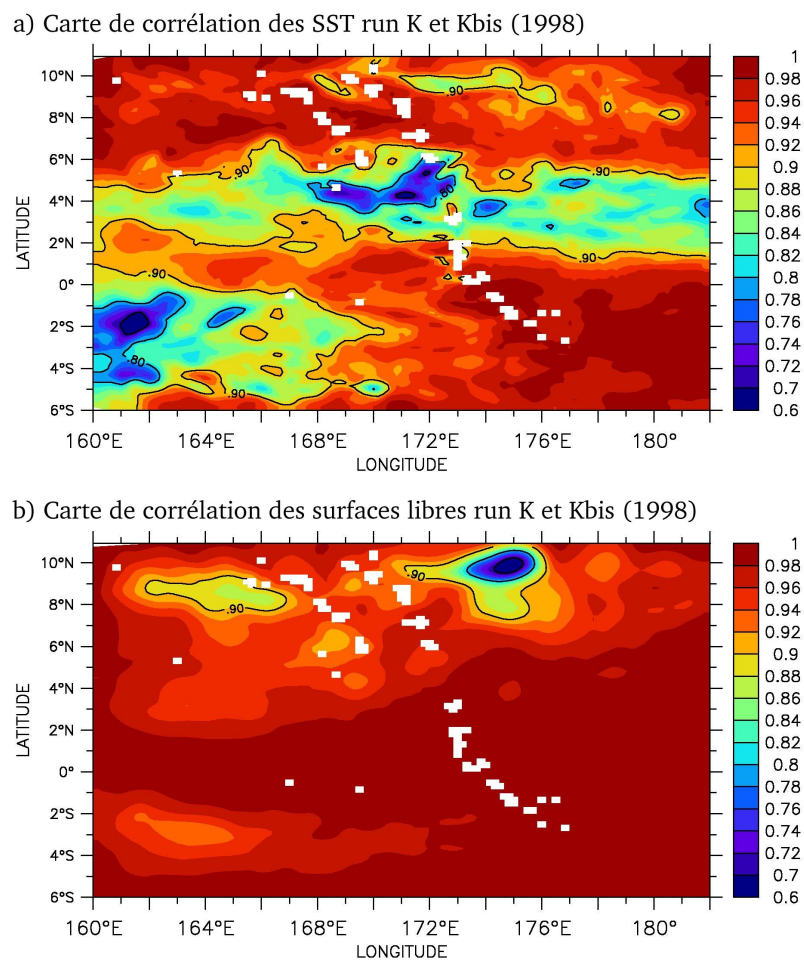


Figure B.1 – Cartes de corrélation entre les sorties RunK et RunKbis en 1998 : SST (a) et surface libre (b).

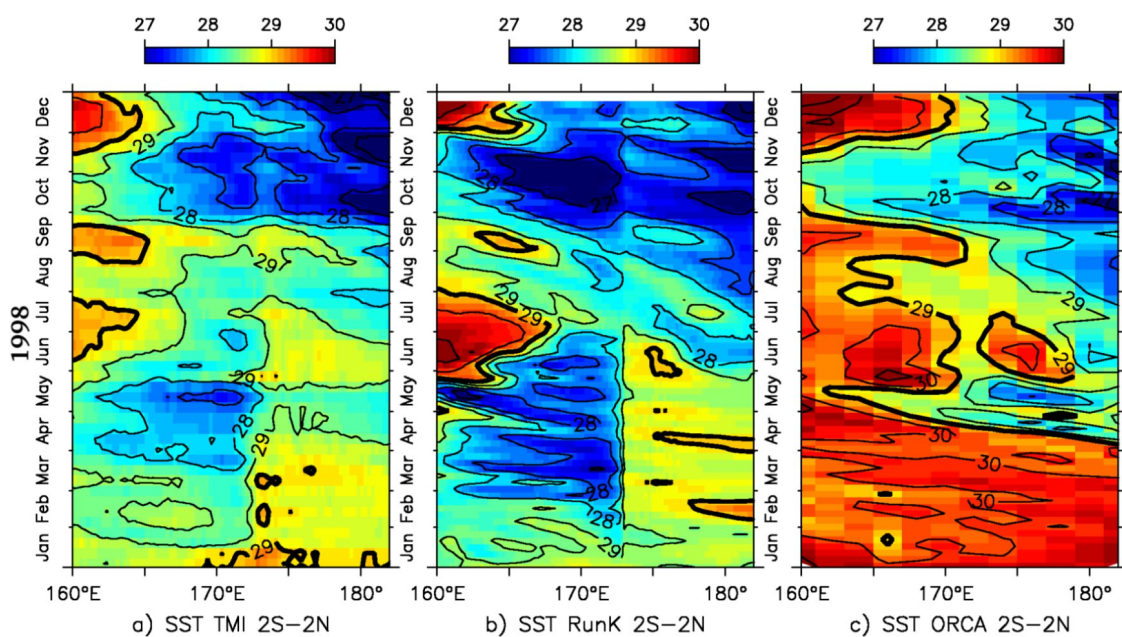


Figure B.2 – Comparaison des SST sur 2°S-2°N (°C) : données TMI (a), sorties RunK (b) et sorties ORCA (c).

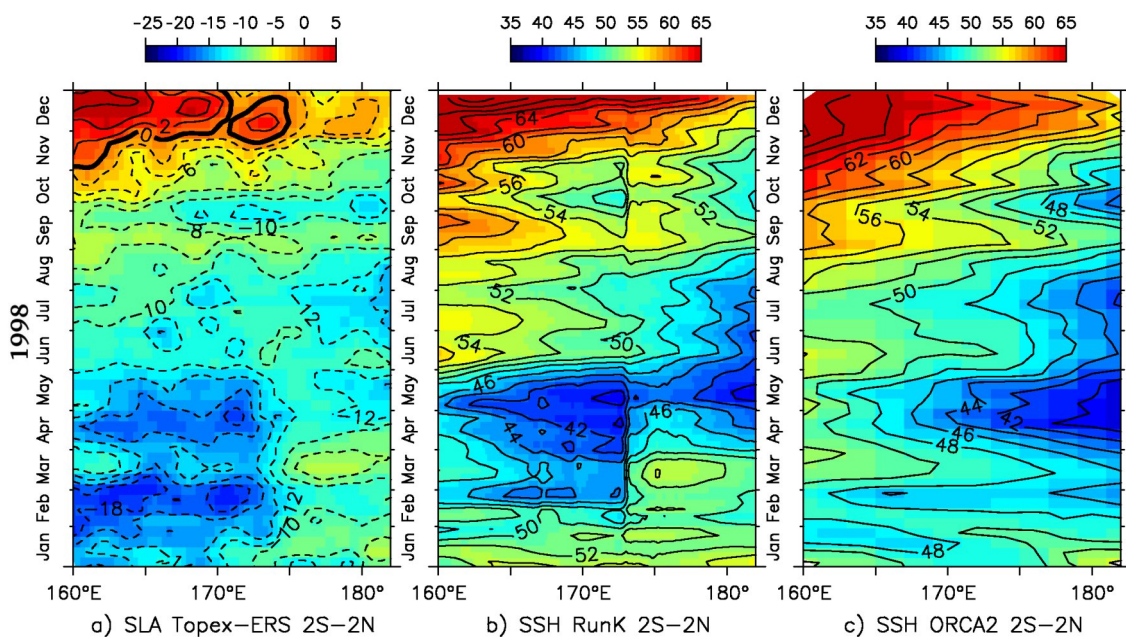


Figure B.3 – Comparaison des SLA sur 2°S-2°N (cm) : SLA T/P-ERS (a), surface libre RunK (b) et surface libre ORCA (c).

B. Configuration Kiribati : validation

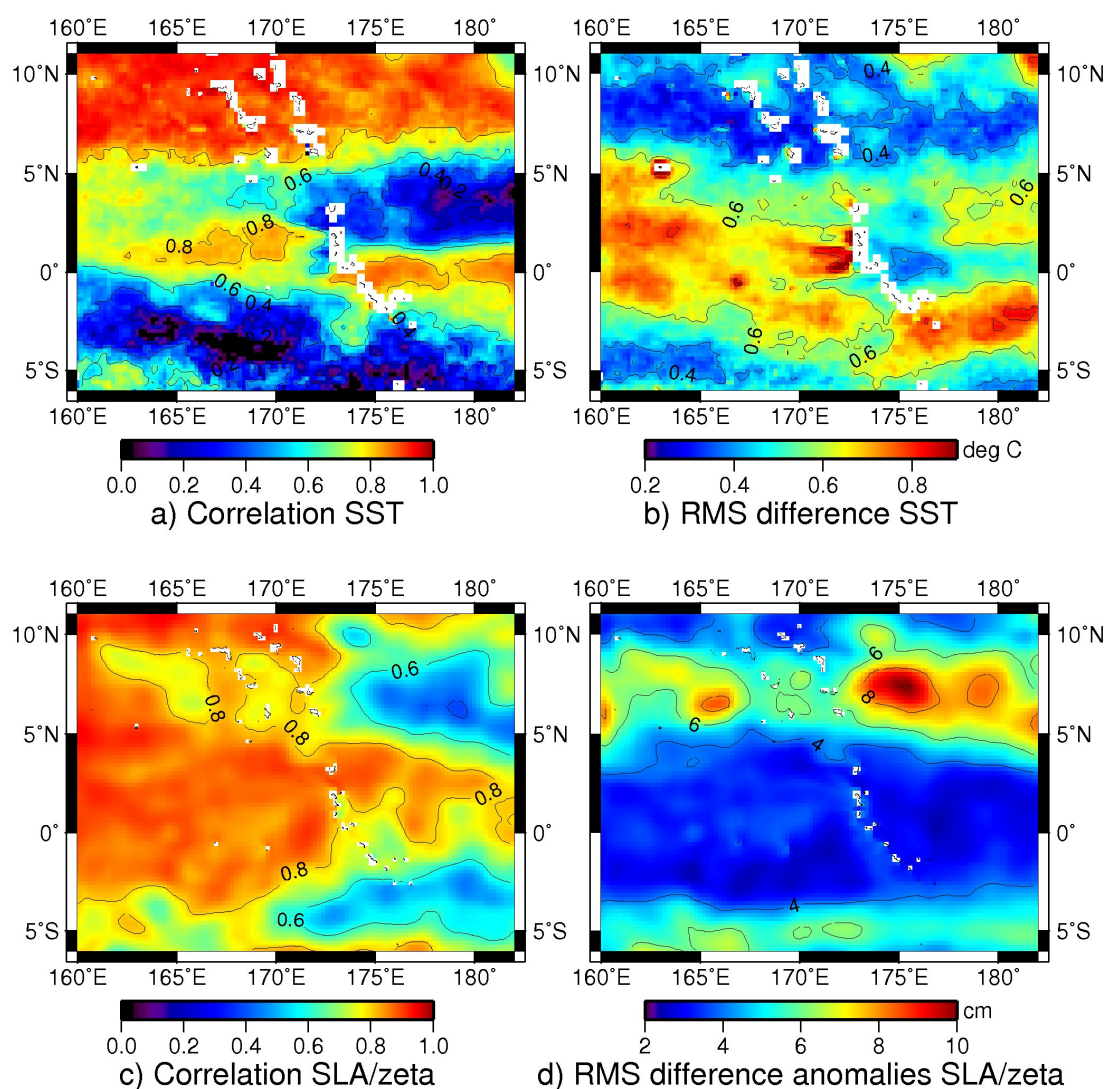


Figure B.4 – Comparaison données satellite / sorties RunK en surface : corrélation (a) et RMS différence (b) entre les SST TMI et RunK ; corrélation entre les SLA T/P-ERS et la surface libre RunK (c) et RMS différence entre les anomalies sur l'année 1998 de SLA T/P-ERS et de surface libre RunK.

Temperature (Celsius): Mean and StdDev, 1998
(Black = TAO observation , Red = Roms RunK, Blue = ORCA 2)

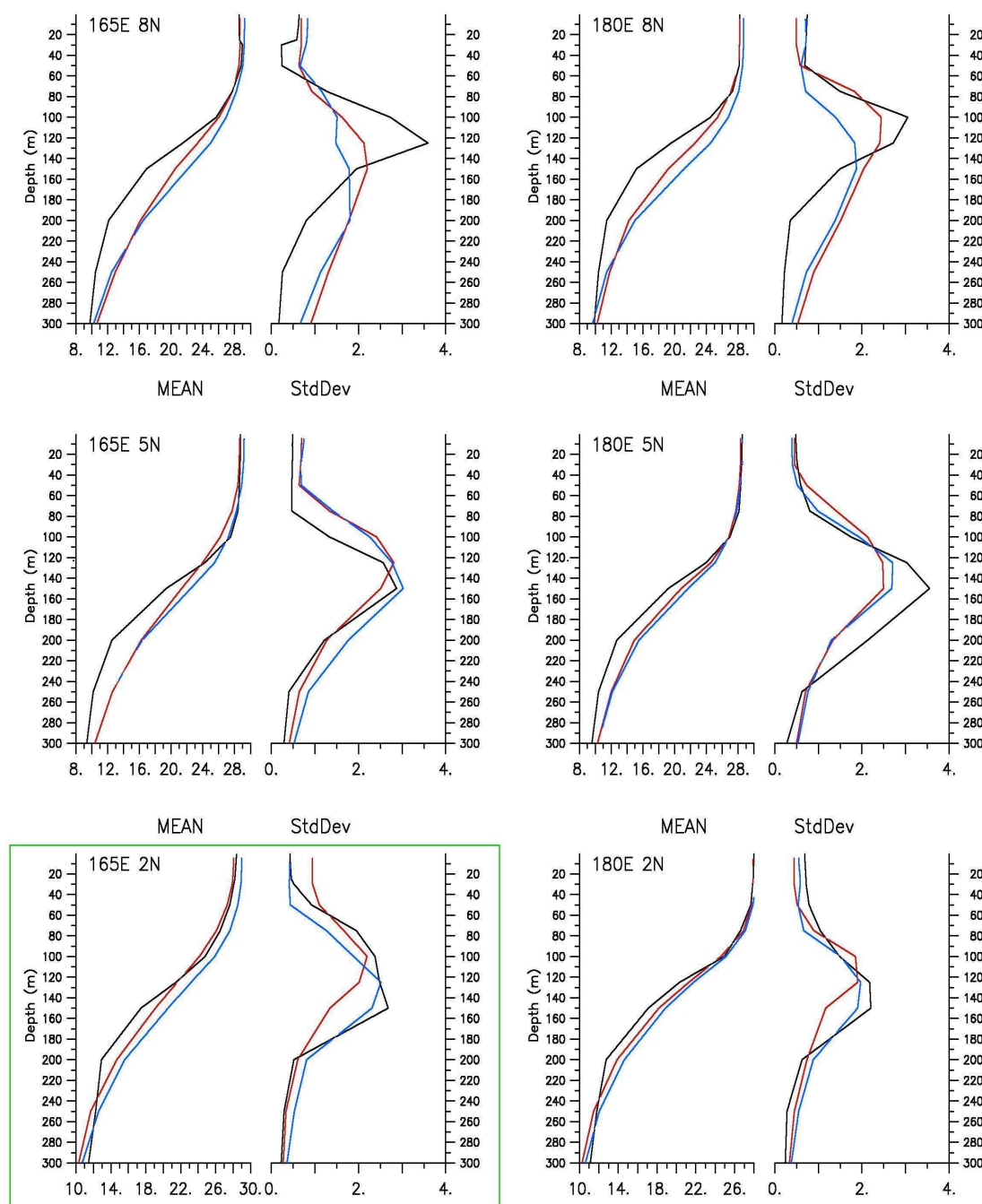


Figure B.5 – Comparaison des températures TAO / RunK / ORCA2 en 1998 à l'emplacement des sites TAO : profils moyens et profils de déviation standard. Dans tous les cas, données TAO en noir, sorties RunK en rouge et ORCA2 en bleu. Les cadres verts indiquent les stations proches du bloom.

B. Configuration Kiribati : validation

Temperature (Celsius): Mean and StdDev, 1998
(Black = TAO observation , Red = Roms RunK, Blue = ORCA 2)

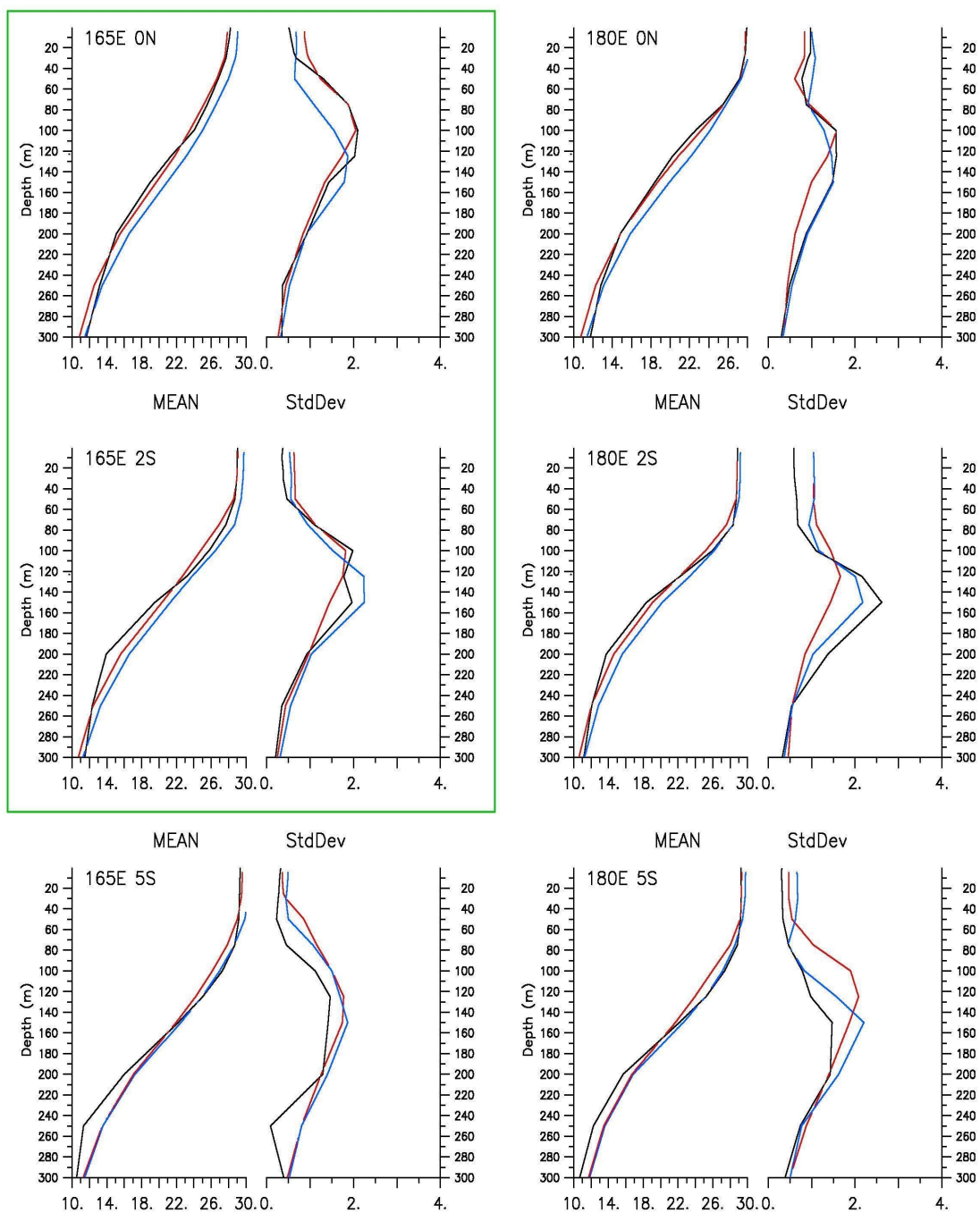


Figure B.6 – Comparaison des températures TAO / RunK / ORCA2 en 1998 à l'emplacement des sites TAO, suite : profils moyens et profils de déviation standard. Dans tous les cas, données TAO en noir, sorties RunK en rouge et ORCA2 en bleu. Les cadres verts indiquent les stations proches du bloom.

Temperature (Celsius): Correlation and RMS difference, 1998
(Red = comparison TAO/RunK, Blue = comparison TAO/ORCA)

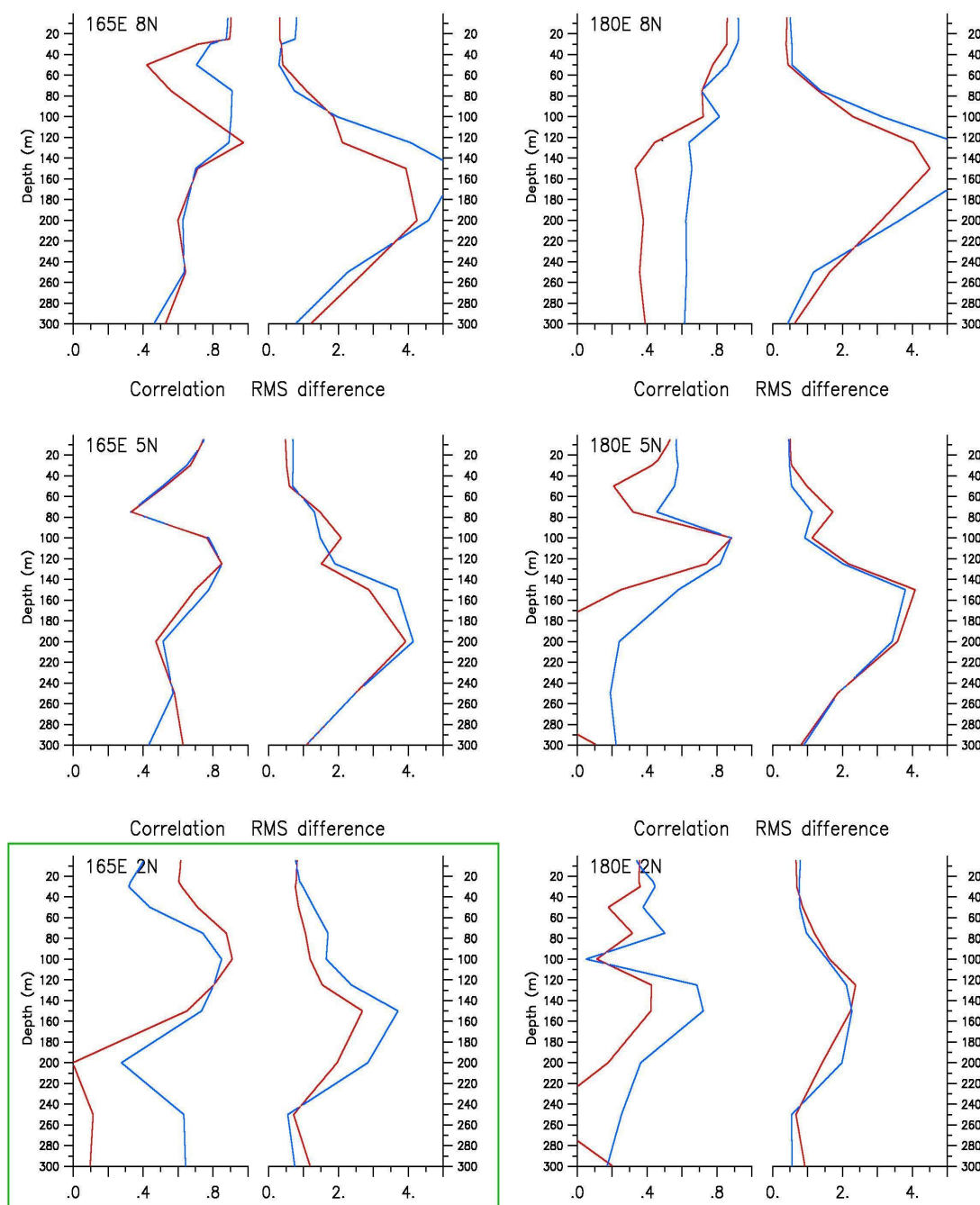


Figure B.7 – Comparaison des températures TAO / RunK / ORCA2 en 1998 à l'emplacement des sites TAO : corrélation et RMS différence avec TAO. Dans tous les cas, comparaison TAO / RunK en rouge, TAO / ORCA2 en bleu. Les cadres verts indiquent les stations proches du bloom.

B. Configuration Kiribati : validation

Temperature (Celsius): Correlation and RMS difference, 1998
(Red = comparison TAO/RunK, Blue = comparison TAO/ORCA)

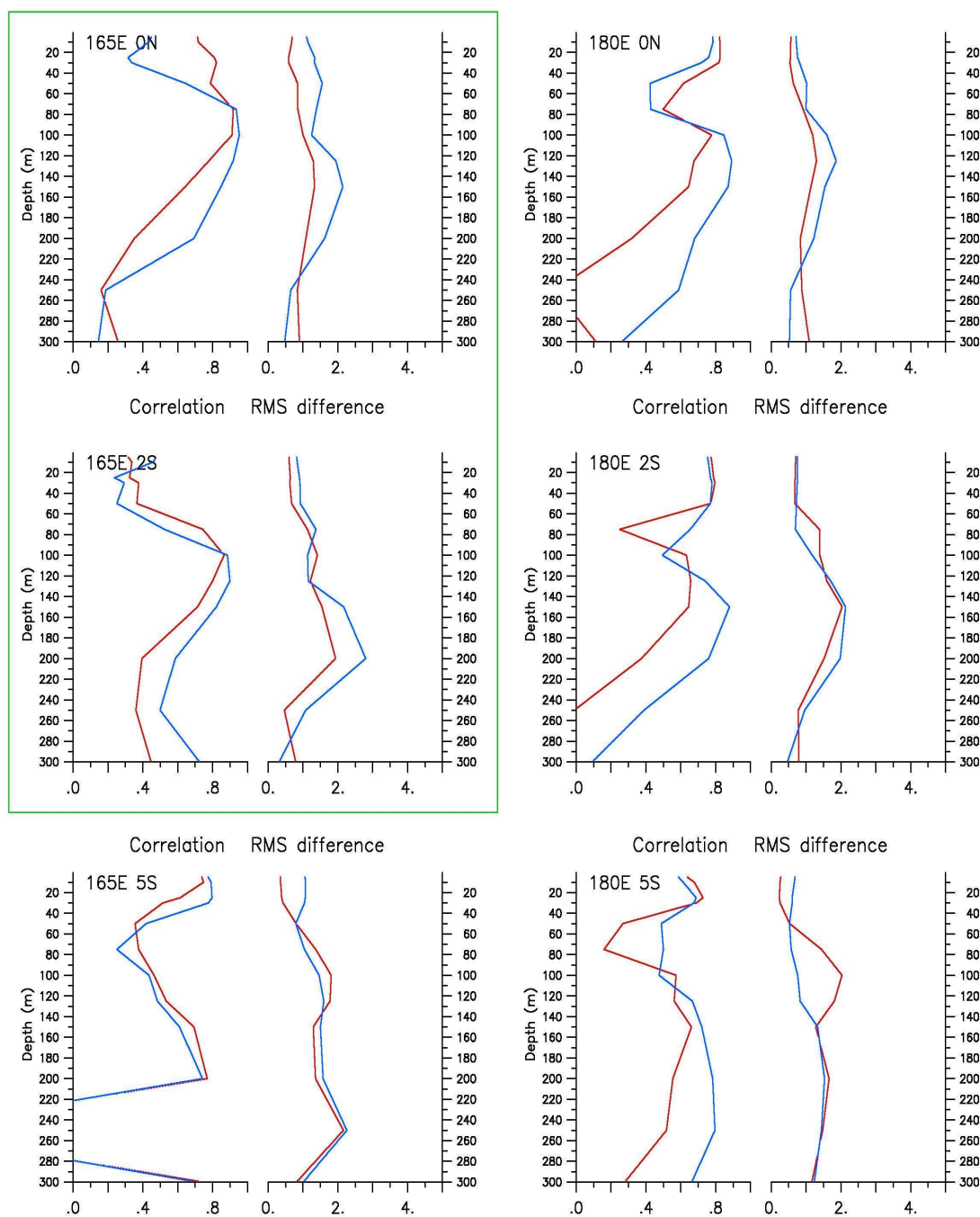


Figure B.8 – Comparaison des températures TAO / RunK / ORCA2 en 1998 à l'emplacement des sites TAO, suite : corrélation et RMS différence avec TAO. Dans tous les cas, comparaison TAO / RunK en rouge, TAO / ORCA2 en bleu. Les cadres verts indiquent les stations proches du bloom.

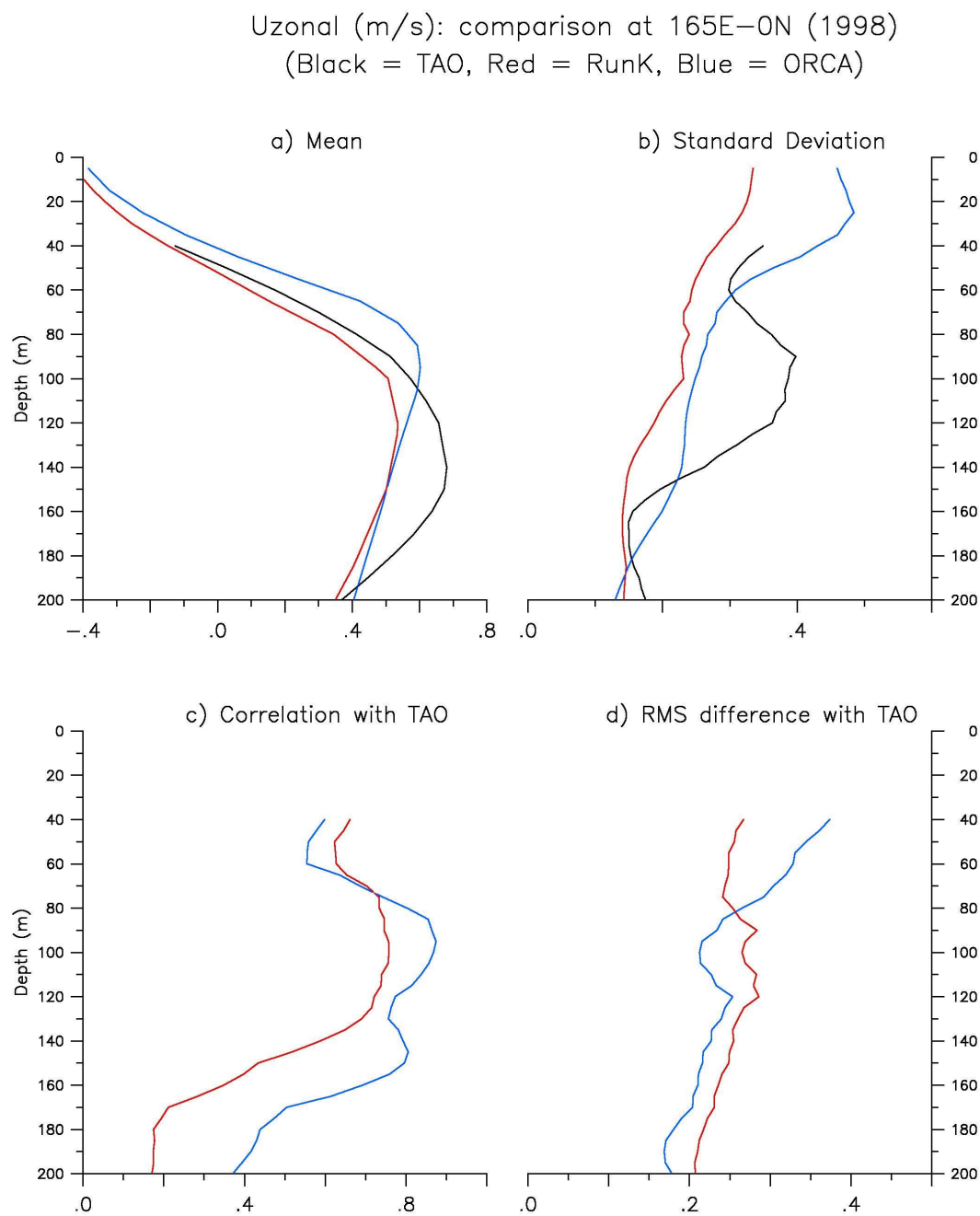


Figure B.9 – Comparaison des courants zonaux TAO / RunK / ORCA2 en 1998 à 165°E, 0°N : profil moyen (a), profil de déviation standard (b) ; corrélation (c) et RMS différence avec TAO (d). Dans les cas (a) et (b), données TAO en noir, sorties RunK en rouge et ORCA2 en bleu. Dans les cas (c) et (d), comparaison TAO / RunK en rouge, TAO / ORCA2 en bleu.

Références

- Allen, J. S. (1973).** Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 3:245–257.
- Alvain, S., Moulin, C., Dandonneau, Y., et Bréon, F. M. (2005).** Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 waters from global SeaWiFS imagery. *Deep-Sea Research Part I*, 52:1989–2004. [18](#), [235](#)
- Ando, K. et McPhaden, M. J. (1997).** Variability of surface layer hydrography in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102:23063–23078. [62](#)
- Andrews, J. C. et Clegg, S. (1989).** Coral Sea circulation and transport deduced from modal information models. *Deep-Sea Research*, 36(6):957–974.
- Arístegui, J., Tett, P., Hernández-Guerra, A., Basterretxea, G. et al. (1997).** The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep-Sea Research Part I*, 44:71–96.
- Arruda, W. Z. et Nof, D. (2003).** The Mindanao and Halmahera eddies - Twin eddies induced by nonlinearities. *Journal of Physical Oceanography*, 33(12):2815–2830.
- Ballabrera-Poy, J., Murtugudde, R. G., Christian, J. R., et Busalacchi, A. J. (2003).** Signal-to-noise ratios of observed monthly tropical ocean color. *Geophysical Research Letters*, 30(12). 1645, doi:10.1029/2003GL016995. [104](#)
- Barber, R. T. et Chavez, F. P. (1986).** Ocean variability in relation to living resources during the 1982-83 El Niño. *Nature*, 319:279–285. [39](#)
- Barber, R. T. et Kogelschatz, J. E. (1990).** *Global Ecological Consequences of the 1982-1983 El Niño - Southern Oscillation*, chapter Nutrients and productivity during the 1982/83 El Niño, pages 21–53. Elsevier. [63](#)
- Barton, E. D., Basterretxea, G., Flament, P., Mitchelson-Jacob, E. G. et al. (2000).** Lee region of Gran Canaria. *Journal of Geophysical Research*, 105:17173–17193.
- Batchelor, G. K. (1967).** *An introduction to fluid dynamics*.

- Behrenfeld, M. J., Boss, E., Siegel, D. A., et Shea, D. M. (2005). Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space. *Global Geochemical Cycles*, 19, GB1006, doi:10.1029/2004GB002299. 17, 18
- Behrenfeld, M. J., Worthington, K., Sherrell, R. M., Chavez, F. P. *et al.* (2006). Controls on tropical Pacific Ocean productivity revealed through nutrient stress diagnostics. *Nature*, 442:1025–1028. 50, 53
- Blanke, B., Roy, C., Penven, P., Speich, S. *et al.* (2002). Linking wind and inter-annual upwelling variability in a regional model of the southern Benguela. *Geophysical Research Letters*, 29(24), 2188, doi:10.1029/2002GL015718. 89, 166
- Bonjean, F. et Lagerloef, G. S. E. (2002). Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 32(10):2938–2954. 42, 43, 44, 80
- Bower, A. S. (1989). Potential vorticity balances and horizontal divergence along particles trajectories in Gulf Stream meanders east of Cape Hatteras. *Journal of Physical Oceanography*, 19:1669–1681.
- Boyer, D. L. et Davies, P. A. (1982). Flow past a circular cylinder on a β -plane. *Philosophical transactions of the Royal Society of London, Series A*, 306:533–556. 182
- Capone, D. G., Burns, J. A., Montoya, J. P., Subramaniam, A. *et al.* (2005). Nitrogen fixation by *Trichodesmium* spp.: An important source of new nitrogen to the tropical and subtropical North Atlantic Ocean. *Global Geochemical Cycles*, 19(2):GB2024. 27
- Central Intelligence Agency (2005). World Factbook - Solomon Islands. Accessed at URL <http://www.odci.gov/cia/publications/factbook/geos/bp.html>.
- Chavez, F. P., Strutton, P. G., Friederich, G. E., Feely, R. A. *et al.* (1999). Biological and chemical response of the equatorial Pacific ocean to the 1997-98 El Niño. *Science*, 286:2126–2131. 61, 62, 63, 65, 66, 68, 154, 171
- Chavez, F. P., Strutton, P. G., et McPhaden, M. J. (1998). Biological-physical coupling in the central equatorial Pacific during the onset of the 1997-98 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 25(19):3543–3546. 68
- Chelton, D. B., de Szoeke, R. A., Schlax, M. G., Naggar, K. E. *et al.* (1998). Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28:433–460.
- Chen, S. et Qiu, B. (2004). Seasonal variability of the South Equatorial Countercurrent. *Journal of Geophysical Research*, 109(C8):C08003, doi:10.1029/2003JC002243.

RÉFÉRENCES

- Christian, J. R., Murtugudde, R. G., Ballabrera-Poy, J., et McClain, C. R. (2004). A ribbon of dark water: phytoplankton blooms in the meanders of the Pacific North Equatorial Countercurrent. *Deep-Sea Research Part II*, 51:209–228. [32](#), [66](#)
- Christian, J. R., Verschell, M. A., Murtugudde, R. G., Busalacchi, A. J. *et al.* (2002a). Biogeochemical modelling of the tropical Pacific Ocean. I: Seasonal and inter-annual variability. *Deep-Sea Research Part II*, 49:509–543. [60](#)
- Christian, J. R., Verschell, M. A., Murtugudde, R. G., Busalacchi, A. J. *et al.* (2002b). Biogeochemical modelling of the tropical Pacific Ocean. II: Iron biogeochemistry. *Deep-Sea Research Part II*, 49:545–565.
- Claustre, H. et Maritorena, S. (2003). The many shades of ocean blue. *Science*, 302:1514–1515. [77](#)
- Claustre, H., Morel, A., Hooker, S. B., Babin, M. *et al.* (2002). Is desert dust making oligotrophic waters greener? *Geophysical Research Letters*, 29(10), 1469, doi:10.1029/2001GL014056. [77](#)
- Coale, K. H., Fitzwater, S. E., Gordon, R. M., Johnson, K. S. *et al.* (1996a). Control of community growth and export production by upwelled iron in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 379:621–624. [53](#), [54](#)
- Coale, K. H., Johnson, K. S., Fitzwater, S. E., Gordon, R. M. *et al.* (1996b). A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 383:495–501. [53](#)
- Conkright, M. E., Garcia, H., O’Brien, T., Locarnini, R. *et al.* (2002). World Ocean Atlas 2001 [CD-ROM], vol.4, Nutrients. *Edited by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 52, 392 pp., NOAA, Silver Spring, Md.*
- Coutis, P. F. et Middleton, J. H. (2002). The physical and biological impact of a small island wake in the deep ocean. *Deep-Sea Research Part I*, 49:1341–1361.
- Cravatte, S. (2003). *El Niño et les ondes intrasaisonnières dans l’Océan Pacifique Equatorial générées par les vents dans l’ouest du bassin*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier de Toulouse. [211](#)
- Cravatte, S., Madec, G., Izumo, T., Menkes, C. E. *et al.* (submitted, 2006). Progress in the 3-D circulation of the eastern Equatorial Pacific in a climate Ocean Model. *Ocean Modelling*. [95](#), [165](#)
- Cronin, M. F. et McPhaden, M. J. (1997). The upper ocean heat balance in the western equatorial Pacific warm pool during September–December 1992. *Journal of Geophysical Research*, 102(C4):8533–8553. [211](#)

- Cronin, M. F. et McPhaden, M. J. (2002).** Barrier layer formation during westerly wind bursts. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12):8020, doi:10.1029/2001JC001171. [36](#), [209](#), [211](#), [212](#)
- Dandonneau, Y. (1979).** Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud-ouest: comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. *Oceanologica Acta* 2, 2:133–142.
- Dandonneau, Y. (1986).** Monitoring the sea surface chlorophyll concentration in the tropical Pacific: consequences of the 1982-83 El Niño. *Fishery Bulletin*, 84:687–695. [62](#), [63](#)
- Dandonneau, Y. (1992).** Surface chlorophyll concentration in the tropical Pacific Ocean: an analysis of data collected by merchant ships from 1978 to 1989. *Journal of Geophysical Research*, 97:3581–3591. [66](#), [67](#)
- Dandonneau, Y. et Charpy, L. (1985).** An empirical approach to the island mass effect in the south tropical Pacific based on sea surface chlorophyll concentrations. *Deep-Sea Research*, 32:707–721.
- Dandonneau, Y., Deschamps, P.-Y., Nicolas, J.-M., Loisel, H. et al. (2004).** Seasonal and interannual variability of ocean color and composition of phytoplankton communities in the North Atlantic, equatorial Pacific and South Pacific. *Deep-Sea Research Part II*, 51(1-3):303–318.
- Dandonneau, Y., Vega, A., Loisel, H., du Penhoat, Y. et al. (2003).** Oceanic Rossby waves acting as a “hay rake” for ecosystem floating by-products. *Science*, 302:1548–1551. [77](#)
- Delcroix, T. (1998).** Observed surface oceanic and atmospheric variability in the tropical Pacific at seasonal and ENSO timescales: a tentative overview. *Journal of Geophysical Research*, 103(C9):18611–18633. [35](#), [42](#)
- Delcroix, T., Eldin, G., McPhaden, M. J., et Molière, A. (1993).** Effects of Westerly Wind Bursts upon the western equatorial Pacific ocean, February-April 1991. *Journal of Geophysical Research*, 98(C9):16379–16385. [211](#)
- Delcroix, T. et Picaut, J. (1998).** Zonal displacements of the western equatorial Pacific “fresh pool”. *Journal of Geophysical Research*, 103:1087–1098. [41](#)
- Donguy, J. R. et Meyers, G. (1996).** Mean annual variation of transport of major currents in the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Research Part I*, 43(7):1105–1122. [42](#)
- Doty, M. S. et Ogury, M. (1956).** The island mass effect. *Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, 22:33–37. [162](#)

RÉFÉRENCES

- Ducet, N., LeTraon, P.-Y., et Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *Journal of Geophysical Research*, 105(C8):19477–19498. [82](#)
- Dupouy, C., Neveux, J., Subramaniam, A., Mulholland, M. *et al.* (2000). Satellite captures Trichodesmium blooms in the southwestern tropical Pacific. *EOS Transactions AGU*, 81:13 and 15–16. [49](#), [55](#)
- Dupouy, C., Neveux, Y., et Le Bouteiller, Y. (2004). Spatial and temporal analysis of SeaWiFS chlorophyll in the south tropical Pacific Ocean. *Gayana (Concepcion)*, 68(2) supl.:161–166, ISSN 0717–6538. [67](#)
- Dupouy, C., Oiry, H., Le Bouteiller, A., et Rodier, M. (1993). *Satellite Remote Sensing of the Ocean*, chapter Variability of the equatorial phytoplankton enrichment in the Western and Central Pacific Ocean, pages 406–418. Seibutsu Kenkyusha, Tokyo. [67](#)
- Eden, C. et Timmermann, A. (2004). The influence of the Galápagos Islands on tropical temperatures, currents and the generation of tropical instability waves. *Geophysical Research Letters*, 31, L15308, doi:10.1029/2004GL020060. [181](#)
- Fine, R. A., Lukas, R., Bingham, F. M., Warner, M. J. *et al.* (1994). The western equatorial Pacific: a water mass crossroads. *Journal of Geophysical Research*, 99:25063–25080. [32](#)
- Flament, P. (1994). Wind-driven oceanic processes in the lee of the island of Hawaii. In *Annales Geophysicae 12(II)*, C268.
- Flierl, G. R. et Davies, C. S. (1993). Biological effects of Gulf Stream meandering. *Journal of Marine Research*, 51:529–560.
- Furnas, M. J. et Mitchell, A. W. (1996). Pelagic primary production in the Coral and southern Solomon seas. *Marine Freshwater Research*, 47:695–706.
- Godfrey, J. S. (1996). The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5):12217–12237. [29](#)
- Gordon, R. M., Coale, K. H., et Johnson, K. S. (1997). Iron distributions in the equatorial Pacific: Implications for new production. *Limnology and Oceanography*, 42(3):419–431. [53](#), [62](#), [155](#), [171](#)
- Gordon, R. M., Johnson, K. S., et Coale, K. H. (1998). The behaviour of iron and other trace elements during the IronEx-I and PlumeEx experiments in the Equatorial Pacific. *Deep-Sea Research Part II*, 45:995–1041. [172](#)

- Gorgues, T., Menkes, C., Aumont, O., Vialard, J. *et al.* (2005). Biogeochemical impact of tropical instability waves in the equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 32, L24615, doi:10.1029/2005GL024110. 68
- Gouriou, Y., Delcroix, T., et Eldin, G. (2006). Upper and intermediate circulation in the western equatorial Pacific ocean in october 1999 and april 2000. *Geophysical Research Letters*, 33, L10603, doi:10.1029/2006GL025941. 204
- Gouriou, Y. et Toole, J. (1993). Mean circulation of the upper layers of the western equatorial Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, 98:22495–22520. 31, 42, 44
- Harrison, D. E. et Vecchi, G. A. (1997). Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986-95. *Journal of Climate*, 10:3131–3156. 44, 67, 210, 211, 214, 217
- Hasegawa, D., Yamazaki, H., Ishimaru, T., Nagashima, H. *et al.* (2006). Apparent phytoplankton bloom due to island mass effect. *Journal of Marine Systems*. 188
- Hasegawa, D., Yamazaki, H., Lueck, R. G., et Seuront, L. (2004). How islands stir and fertilize the upper ocean. *Geophysical Research Letters*, 31, L16303, doi:10.1029/2004GL020143.
- Heywood, K. J., Barton, E. D., et Simpson, J. H. (1990). The effects of flow disturbance by an oceanic island. *Journal of Marine Research*, 48:55–73.
- Heywood, K. J., Stevens, D. P., et Bigg, G. R. (1996). Eddy formation behind the tropical island of Aldabra. *Deep-Sea Research Part I*, 43:555–578. 162
- Hooker, S. B. et McClain, C. R. (2000). The calibration and validation of SeaWiFS data. *Progress in Oceanography*, 45(3-4):427–465. 75
- Inoue, H. Y., Ishii, M., Matsueda, H., et Ahoyama, M. (1996). Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of CO₂ (pCO₂) in the central and western equatorial Pacific, west of 160°W. *Geophysical Research Letters*, 14:1781–1784. 55
- Johnson, E. S., Bonjean, F., Lagerloef, G. S. E., et Gunn, J. T. (2006). Validation and error analysis of OSCAR sea-surface currents. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, in revision. 79
- Johnson, G. C., Sloyan, B. M., Kessler, W. S., et McTaggart, K. E. (2002). Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s. *Progress in Oceanography*, 52:31–61. 32, 39, 41, 42, 44, 62
- Johnston, T. M. S. et Merrifield, M. A. (2000). Interannual geostrophic current anomalies in the near-equatorial Western Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 30:3–14. 39

RÉFÉRENCES

- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W. *et al.* (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77:437–470. [94](#), [95](#), [165](#)
- Kashino, Y., Aoyama, M., Kawano, T., Hendiarti, N. *et al.* (1996). The water masses between Mindanao and New Guinea. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5):12391–12400.
- Kashino, Y., Watanabe, H., Herunadi, B., Aoyama, M. *et al.* (1999). Current variability at the Pacific entrance of the Indonesian Throughflow. *Journal of Geophysical Research*, 104(C5):11021–11035.
- Keen, R. A. (1982). The role of cross-equatorial cyclone pairs in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 110:1405–1416. [210](#)
- Kessler, W. S. *et* Taft, B. A. (1987). Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979–84. *Journal of Physical Oceanography*, 17:97–122. [30](#), [42](#), [43](#)
- Landry, M. R., Barber, R. T., Bidigare, R., Chai, F. *et al.* (1997). Iron and grazing constraints on primary production in the central equatorial Pacific: an *EqPac* synthesis. *Limnology and Oceanography*, 42:405–418. [54](#), [58](#)
- Large, W., McWilliams, J., *et* Doney, S. (1994). Oceanic vertical mixing: a review and a model with nonlocal boundary layer parameterisation. *Reviews of Geophysics*, 32(4):363–404. [92](#)
- Le Borgne, R., Barber, R. T., Delcroix, T., Inoue, H. Y. *et al.* (2002a). Pacific warm pool and divergence: temporal and zonal variations on the equator and thier effects on the biological pump. *Deep-Sea Research Part II*, 49:2471–2512. [47](#), [61](#), [63](#), [68](#), [153](#), [164](#)
- Le Borgne, R., Feely, R. A., *et* Mackey, D. J. (2002b). Carbon fluxes in the equatorial Pacific: a synthesis of the JGOFS programme. *Deep-Sea Research Part II*, 49:2425–2442. [46](#), [50](#), [52](#), [53](#)
- Le Borgne, R. *et* Landry, M. R. (2003). EBENE: A JGOFS investigation of plankton variability and trophic interactions in the equatorial Pacific (180°). *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 8136, doi:10.1029/2001JC001252. [50](#)
- Le Borgne, R. *et* Rodier, M. (1997). Net zooplankton and the biological pump: a comparison between the oligotrophic and mesotrophic equatorial Pacific. *Deep-Sea Research Part II*, 44(9–10):2003–2023. [51](#), [54](#), [55](#), [58](#)
- Le Bouteiller, A., Blanchot, J., *et* Rodier, M. (1992). Size distribution patterns of phytoplankton in the western Pacific: towards a generalization for the tropical open ocean. *Deep-Sea Research*, 39(5):805–823. [48](#), [53](#)

- Le Bouteiller, A., Leynaert, A., Landry, M., Le Borgne, R. et al. (2003).** Primary production, new production, and growth rate in the equatorial Pacific: Changes from mesotrophic to oligotrophic regime. *Journal of Geophysical Research*, 108(C12), 8141, doi:10.1029/2001JC000914. [57](#), [75](#)
- Lehodey, P., Bertignac, M., Hampton, J., Lewis, A. et al. (1997).** El Niño Southern Oscillation and tuna in the western Pacific. *Nature*, 389:715–718. [17](#), [37](#), [51](#)
- Lengaigne, M., Boulanger, J.-P., Menkes, C., Masson, S. et al. (2002).** Ocean response to the March 1997 Westerly Wind Event. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12), 8015, doi:10.1029/2001JC000841. [211](#)
- Leonard, C. L. et McClain, C. R. (1996).** Assessment of interannual variation (1979–1986) in pigment concentrations in the tropical Pacific using the CZCS. *International Journal of Remote Sensing*, 17:721–732. [67](#)
- Levitus, S. (1982).** Climatological atlas of the world ocean. *NOAA Professional Paper No 13*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., page 173 pp. [185](#), [186](#)
- Lindquist, K. G., Engle, K., Stahlke, D., et Price, E. (2004).** Global topography and bathymetry grid improves research efforts. *EOS Transactions AGU*, 85(19):186. [93](#)
- Longhurst, A. (1998).** *Ecological Geography of the Sea*. [45](#), [46](#), [55](#), [57](#)
- Lukas, R., Firing, E., Hacker, P., Richardson, P. L. et al. (1991).** Observations of the Mindanao current during the Western Pacific Ocean Circulation Study. *Journal of Geophysical Research*, 96:7089–7104. [32](#)
- Lukas, R. B. et Lindstrom, E. (1991).** The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, 96 suppl.:3343–3357. [35](#), [36](#), [38](#)
- Mackey, D. J., Blanchot, J., Higgins, H. W., et Neveux, J. (2002a).** Phytoplankton abundances and community structure in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Research Part II*, 49:2561–2582. [50](#), [53](#)
- Mackey, D. J., O’Sullivan, J. E., et Watson, R. J. (2002b).** Iron in the western Pacific: a riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent? *Deep-Sea Research Part I*, 49(5):877–893. [50](#), [53](#), [171](#), [173](#), [197](#)
- Mackey, D. J., Parslow, J., Griffiths, F. B., Higgins, H. W. et al. (1997).** Phytoplankton productivity and the carbon cycle in the western equatorial Pacific under ENSO and non-ENSO conditions. *Deep-Sea Research Part II*, 44:1951–1978. [47](#), [62](#), [63](#)
- Mackey, D. J., Parslow, J., Higgins, H. W., Griffiths, F. B. et al. (1995).** Plankton productivity and biomass in the western equatorial Pacific: biological and physical controls. *Deep-Sea Research Part II*, 42:499–533. [47](#), [48](#), [156](#)

RÉFÉRENCES

- Mackey, D. J., Szymczak, R., Tomczak, M. J., et Gu, Y. (1987). Effects of mixed-layer depth and an isolated coral reef on the strong complexing capacity of oligotrophic waters. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 38:491–499.
- Madden, R. A. et Julian, P. R. (1971). Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28:702–708. [44](#), [209](#)
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., et Levy, C. (1998). OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. *Notes du pole de modélisation de l'IPSL*, 11:91p. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 91pp. [95](#)
- Maes, C., Ando, K., Delcroix, T., Kessler, W. S. *et al.* (2006). Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool. *Geophysical Research Letters*, 33, L06601, doi:10.1029/2005GL024772. [37](#)
- Maes, C., Picaut, J., et Belamari, S. (2002). Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model. *Geophysical Research Letters*, 29(24):2206, doi:10.1029/2002GL016029. [37](#)
- Maes, C., Picaut, J., et Belamari, S. (2005). Importance of the salinity barrier layer for the buildup of El Niño. *Journal of Climate*, 18:104–118. [37](#), [185](#)
- Maes, C., Picaut, J., Kuroda, Y., et Ando, K. (2004). Characteristics of the convergence zone at the eastern edge of the Pacific warm pool. *Geophysical Research Letters*, 31(11):L11304, doi: 10.1029/2004GL019867. [37](#)
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., et Shchepetkin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3:1–20. [92](#)
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., et Shchepetkin, A. (2003). Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 33:753–783. [89](#), [90](#)
- Martin, J. H., Coale, K. H., Johnson, K. S., Fitzwater, S. E. *et al.* (1994). Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 371:123–129. [53](#)
- Martin, J. H., Gordon, R. M., et Fitzwater, S. E. (1991). The case for iron. *Limnology and Oceanography*, 36(8), What Controls Phytoplankton Production in Nutrient-Rich Areas of the Open Sea?:1793–1802. [52](#)
- Masumoto, Y., Sasaki, H., Kagimoto, T., Komori, N. *et al.* (2004). A fifty-year eddy-resolving simulation of the world ocean - Preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator). *Journal of the Earth Simulator*, 1:35–56. [181](#), [204](#)

- Masumoto, Y. et Yamagata, T. (1991). Response of the western tropical Pacific to the Asian winter monsoon: The generation of the Mindanao Dome. *Journal of Physical Oceanography*, 21:1386–1398. 32
- McClain, C. R., Cleave, M. L., Fledman, G. C., Gregg, W. W. et al. (1998). Science quality SeaWiFS data for global biosphere research. *Sea Technology*, 39:10–16. 77
- McClain, C. R., Signorini, S. R., et Christian, J. R. (2004). Subtropical gyre variability observed by ocean-color satellites. *Deep-Sea Research Part II*, 51:281–301. 55, 57
- McGillicuddy, D. J., Robinson, A. R., Siegel, D. A., Jannasch, H. W. et al. (1998). New evidences for the impact of mesoscale eddies on biogeochemical cycling in the Sargasso Sea. *Nature*, 394:263–266.
- McPhaden, M. J. (1999). Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283:950–954. 40, 41, 154
- McPhaden, M. J. (2002). *Encyclopedia of Global Environmental Change, Vol 1*, chapter El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences, pages 353–370. 39
- McPhaden, M. J. (2004). Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85:677–695. 34, 39, 40, 41, 66
- McPhaden, M. J., Bahr, F., du Penhoat, Y., Firing, E. et al. (1992). The response of the western equatorial Pacific ocean to Westerly Wind Bursts during November 1989 to January 1990. *Journal of Geophysical Research*, 97(C9):14289–14303. 211
- McPhaden, M. J., Busalacchi, A. J., Cheney, R., Donguy, J.-R. et al. (1998). The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research*, 103:14169–14240. 84
- Menkes, C., Boulanger, J.-P., Busalacchi, A. J., Vialard, J. et al. (1998). Impact of TAO vs. ERS wind stresses on simulations of the tropical Pacific Ocean during the 1993-98 period by the OPA OGCM. In *Climatic Impact of Scale Interactions for the Tropical Ocean-Atmosphere System. EuroCLIVAR Workshop Report, EuCLIV 13*, 46-48. 94, 95, 165
- Menkes, C., Gorgues, T., Aumont, O., Dandonneau, Y. et al. (2004). Biogeochemical modelling study of 1997-1999 ENSO. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, pages A6+. 66, 155
- Menkes, C. E., Kennan, S. C., Flament, P., Dandonneau, Y. et al. (2002). A whirling ecosystem in the equatorial Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 29. 68

RÉFÉRENCES

- Messié, M. et Radenac, M.-H. (2006). Seasonal variability of the surface chlorophyll in the western tropical Pacific from SeaWiFS data. *Deep-Sea Research Part I*, 53(10):1581–1600. [32](#), [44](#), [46](#), [66](#), [113](#), [125](#), [182](#), [214](#)
- Messié, M., Radenac, M.-H., et Lefèvre, J. (2006a). Chlorophyll bloom in the western equatorial Pacific during the 1998 El Niño / La Niña transition: the role of the Kiribati Islands as seen from satellite, in-situ data, and a high-resolution simulation. In *Symposium on 15 years of progress in radar altimetry, 13-18 March 2006, Venice, Italy*. ESA SP-614. [190](#)
- Messié, M., Radenac, M.-H., Lefèvre, J., et Marchesiello, P. (2006b). Chlorophyll bloom in the western Pacific at the end of the 1997-98 El Niño: the role of the Kiribati Islands. *Geophysical Research Letters*, 33, L14601, doi:10.1029/2006GL026033. [161](#), [162](#), [168](#), [169](#), [181](#), [182](#), [185](#), [187](#), [188](#), [193](#), [197](#)
- Moutin, T., Van Den Broeck, N., Beker, B., Dupouy, C. et al. (2005). Phosphate availability controls Trichodesmium spp. biomass in the SW Pacific Ocean. *Marine Ecology Progress Series*, 297:15–21. [55](#)
- Murakami, H., J., I., et Kawamura, H. (2000). ADEOS observations of chlorophyll a concentration, sea surface temperature, and wind stress change in the equatorial Pacific during the 1997 El Niño onset. *Journal of Geophysical Research*, 105:19551–19559.
- Murtugudde, R., Beauchamp, J., McClain, C. R., Lewis, M. et al. (2002). Effects of penetrative radiation on the upper tropical ocean circulation. *Journal of Climate*, 15:470–486. [16](#)
- Murtugudde, R. G., Signorini, S. R., Christian, J. R., Busalacchi, A. J. et al. (1999). Ocean color variability of the tropical Indo-Pacific basin observed by SeaWiFS during 1997-98. *Journal of Geophysical Research*, 104(C8):18351–18366. [76](#), [156](#), [185](#), [200](#)
- Navarette, C. (1998). *Dynamique du phytoplancton en océan équatorial : mesures cytométriques et mesures isotopiques durant la campagne FLUPAC, en octobre 1997 dans la partie ouest du Pacifique*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI. [47](#), [50](#), [53](#), [54](#), [58](#)
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Siegel, D. A., O'Brien, M. C. et al. (2000). Ocean Color Chlorophyll *a* Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3, NASA Technical Memorandum 206892, Vol. 11. [78](#)
- Palacios, D. M. (2002). Factors influencing the island-mass effect of the Galapagos archipelago. *Geophysical Research Letters*, 29(23), 2134, doi:10.1029/2002GL016232.
- Peña, M. A., Lewis, M. R., et Cullen, J. (1994). New production in the warm waters of the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 99:14255–14268. [49](#)

- Peters, H. et Gregg, H. C. (1987).** Equatorial turbulence: mixed layer and thermocline. In *Proceedings Aha Huliko’a Hawaiian Winter Workshop*, pages 25–45. Honolulu, HI, University of Hawaii at Manoa. [186](#), [187](#)
- Philander, S. G. H. (1990).** *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, New York, 289 pp. [33](#)
- Picaut, J. et Busalacchi, A. J. (2001).** *Tropical ocean variability*, volume Chap. 4, chapter 4, pages 217–236. Academic Press. [42](#)
- Picaut, J., Ioualalen, M., Delcroix, T., Masia, F. et al. (2001).** The oceanic zone of convergence on the eastern edge of the Pacific warm pool: A synthesis of results and implications for El Niño-Southern Oscillation and biogeochemical phenomena. *Journal of Geophysical Research*, 106(C2):2363–2386. [38](#), [153](#)
- Picaut, J., Ioualalen, M., Menkes, C., Delcroix, T. et al. (1996).** Mechanisms of the zonal displacements of the Pacific warm pool: implications for ENSO. *Science*, 274:1486–1489. [37](#), [38](#), [41](#), [55](#)
- Pickett, M. H. et Paduan, J. D. (2003).** Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy’s high-resolution atmospheric model (COAMPS). *Journal of Geophysical Research*, 108(C10):3327, doi:10.1029/2003JC001902. [190](#)
- Price, N. M., Ahner, B. A., et Morel, F. M. M. (1994).** The equatorial Pacific Ocean: grazer-controlled phytoplankton populations in an iron-limited ecosystem. *Limnology and Oceanography*, 39:520–534.
- Qiu, B. et Lukas, R. (1996).** Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5):12315–12330.
- Radenac, M.-H., Dandonneau, Y., et Blanke, B. (2005).** Displacements and transformations of nitrate-rich and nitrate-poor water masses in the tropical Pacific during the 1997 El Niño. *Ocean Dynamics*, 55:34–46. [63](#), [64](#), [76](#)
- Radenac, M.-H., Garcon, V., Messié, M., Llido, J. et al. (2006a).** MUSICAL (Multi-Sensors Information: ocean Color and ALtimetry). Poster, Ocean Surface Topography Science Team Meeting, Venice, Italy, March 13-18. [63](#), [212](#), [214](#), [217](#), [218](#), [219](#)
- Radenac, M.-H., Garcon, V., Provost, C., Barré, N. et al. (submitted, 2006b).** Physical-biological interactions in regions sensible to climate changes. In *Aviso Newsletter*. [212](#), [213](#)
- Radenac, M.-H., Menkès, C., et Eldin, G. (2006c).** Chlorophylle, Vent d’ouest et El Niño (CVEN). Proposition de recherche scientifique spatiale, CNES. [230](#)

RÉFÉRENCES

- Radenac, M.-H., Menkes, C., Vialard, J., Moulin, C. *et al.* (2001). Modeled and observed impacts of the 1997-1998 El Niño on nitrate and new production in the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 106(C11):26879–26898. 55, 59, 61, 62, 63, 64, 155, 160
- Radenac, M.-H. et Rodier, M. (1996). Nitrate and chlorophyll distributions in relation to thermohaline and current structures in the western tropical Pacific during 1985-1989. *Deep-Sea Research Part II*, 43:725–752. 34, 35, 42, 62, 67, 68, 212
- Rébert, J.-P., Donguy, J.-R., Eldin, G., et Wyrтки, K. (1985). Relations between sea-level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 90:11719–11725.
- Reverdin, G., Frankignoul, C., Kestenare, E., et McPhaden, M. J. (1994). Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 99:20323–20344. 42
- Rio, M.-H. et Hernandez, F. (2004). A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research*, 109(C12):C12032, doi:10.1029/2003JC002226.
- Rodier, M., Eldin, G., et Le Borgne, R. (2000). The western boundary of the equatorial Pacific upwelling: some consequences of climatic variability on hydrological and planktonic properties. *Journal of Oceanography*, 56:463–471. 55, 56
- Ryan, P. R., Polito, P. S., Strutton, P. G., et Chavez, F. P. (2002). Unusual large-scale phytoplankton blooms in the equatorial Pacific. *Progress in Oceanography*, 55:263–285. 62, 65, 66, 155, 157, 158, 159, 163, 192, 200
- Ryan, P. R., Ueki, I., Chao, Y., Zhang, H. *et al.* (2006). Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the central and eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 111:G02013, doi:10.1029/2005JG000084. 61, 65, 66, 153, 197
- Salihoglu, B. (2005). *Modeling the effect of physical and biogeochemical processes on phytoplankton species and carbon production in the equatorial Pacific Ocean*. PhD thesis, Old Dominion University. 50
- Shchepetkin, A. F. et McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9:347–404. 88, 89
- Siegel, D. A., Ohlmann, J. C., Washburn, L., Bidigare, R. R. *et al.* (1995). Solar radiation, phytoplankton pigments and the radiant heating of the equatorial Pacific warm pool. *Journal of Geophysical Research*, 100(C3):4885–4891. 63, 67, 209, 212, 229

- Signorini, S. C., McClain, C. R., et Dandonneau, Y. (1999).** Mixing and phytoplankton bloom in the wake of the Marquesas Islands. *Geophysical Research Letters*, 26(20):3121–3124.
- Smith, W. H. F. et Sandwell, D. T. (1997).** Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277(5334):1956–1962. [93](#)
- Stephens, C., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Conkright, M. E. et al. (2002).** World Ocean Atlas 2001 [CD-ROM], vol.1, Temperature. *Edited by S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 52, 167 pp., NOAA, Silver Spring, Md.*
- Stoens, A., Menkes, C., Radenac, M.-H., Dandonneau, Y. et al. (1999).** The coupled physical-new production system in the equatorial Pacific during the 1992-1995 El Niño. *Journal of Geophysical Research*, 104(C2):3323–3339. [49](#), [52](#)
- Strutton, P. G. et Chavez, F. P. (2000).** Primary productivity in the equatorial Pacific during the 1997-98 El Niño. *Journal of Geophysical Research*, 105:26089–26101. [64](#)
- Strutton, P. G., Ryan, J. P., et Chavez, F. P. (2001).** Enhanced chlorophyll associated with tropical instability waves in the equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 28(10):2005–2008. [68](#)
- Tegen, I. et Fung, I. (1994).** Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *Journal of Geophysical Research*, 99(D11):22897–22914. [26](#)
- Torrence, C. et Compo, G. P. (1998).** A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1):61–78. [106](#), [107](#)
- Toumazou, V. et Crétaux, J.-F. (2001).** Using a Lanczos Eigensolver in the computation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review*, 129:1243–1250. [108](#)
- Turk, D., Lewis, M. R., Harrison, G. W., Kawano, T. et al. (2001a).** Geographical distribution of new production in the western/central equatorial Pacific during El Niño and non-El Niño conditions. *Journal of Geophysical Research*, 106:4501–4515. [55](#), [61](#), [62](#), [63](#), [64](#), [65](#)
- Turk, D., McPhaden, M. J., Busalacchi, A. J., et Lewis, M. R. (2001b).** Remotely sensed biological production in the equatorial Pacific. *Science*, 293:471–474. [62](#)
- Ueki, I., Kashino, Y., et Kuroda, Y. (2003).** Observation of current variations off the New Guinea coast including the 1997-1998 El Niño period and their relationship with Sverdrup transport. *Journal of Geophysical Research*, 108(C7):3243, doi:10.1029/2002JC001611. [33](#), [44](#), [197](#), [198](#), [199](#)

RÉFÉRENCES

- Uitz, J., Claustre, H., Morel, A., et Hooker, S. B. (2006). Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean: An assessment based on surface chlorophyll. *Journal of Geophysical Research*, 111, C08005, doi:10.1029/2005JC003207. 18
- Uz, B. M. (2006). Argo floats complement biological remote sensing. *EOS Transactions AGU*, 87(32). 149
- Verbickas, S. (1998). Westerly wind bursts in the tropical Pacific. *Weather*, 53(9):282–284. 210
- Vialard, J. et Delecluse, P. (1998). An OGCM study for the TOGA decade. Part II: Barrier layer formation and variability. *Journal of Physical Oceanography*, 28:1089–1106. 36, 38, 62
- Vincent, D. G. (1994). The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A review. *Monthly Weather Review*, 122(9):1949–1970. 30, 42
- Wang, B., Wu, R., et Lukas, R. (2000). Annual adjustment of the thermocline in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate*, 13(3):596–616.
- Wang, F., Chang, P., Hu, D., et Seidel, H. (2002). Circulation in the western tropical Pacific ocean and its seasonal variations. *Chinese Science Bulletin*, 47(7):591–595. 32
- Wannasingha, U., Webb, D. J., de Cuevas, B. A., et Coward, A. C. (2003). On the Indonesian Throughflow in the OCCAM model. *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France*.
- Weare, B. C., Strub, P. T., et Samuel, M. D. (1981). Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 11:574–576. 35
- Wilson, C. et Adamec, D. (2001). Correlations between surface chlorophyll and sea surface height in the tropical Pacific during the 1997-1999 El Niño-Southern Oscillation event. *Journal of Geophysical Research*, 106(C12):31175–31188. 155, 156, 160, 163, 199
- Wyrtki, K. (1974). Sea level and the seasonal fluctuations of the equatorial currents in the western Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 4:91–103.
- Wyrtki, K. (1981). An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 11:1205–1214.
- Wyrtki, K. (1989). Some thoughts about the west Pacific warm pool. In *Proceedings of the western Pacific international meeting and workshop on TOGA COARE, Noumea, New Caledonia, ORSTOM, 99-109*.
- Xie, S.-P. (1995). Interaction between the annual and interannual variations in the Equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 25:1930–1941. 112, 118, 123

- Yoder, J. A. et Kennelly, M. A. (2003).** Seasonal and ENSO variability in global ocean phytoplankton chlorophyll derived from 4 years of SeaWiFS measurements. *Global Geochemical Cycles*, 17(4):1112, doi:10.1029/2002GB001942. [79](#)
- Yoshimori, A. (1994).** Horizontal divergence caused by meanders of a thin jet. *Journal of Physical Oceanography*, 24:345–352.
- Yu, L., Weller, R. A., et Liu, W. T. (2003).** Case analysis of a role of ENSO in regulating the generation of westerly wind bursts in the Western Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108(C4), 3128, doi:10.1029/2002JC001498. [210](#)
- Yu, X. et McPhaden, M. (1999).** Seasonal variability in the equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29:925–947. [44](#)
- Yuan, J. C. et Miller, R. L. (2002).** Seasonal variation in precipitation patterns to the global ocean: An analysis of the GPCP version 2 data set. *Global Geochemical Cycles*, 16(4):doi:10.1029/2001GB001458.

Monique Messié

Physical controls on the phytoplankton biomass in the western tropical Pacific

Ph.D. Advisor: Marie-Hélène Radenac

Defense: December 15, 2006, at the Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

~ Abstract ~

The western tropical Pacific is a complex region where two ecosystems coexist, with very different physical and biological characteristics. In the western part, the fresh warm pool is an oligotrophic ecosystem limited by nitrate. In the eastern part, the cold tongue ecosystem with cold and salty waters, is more productive and limited by iron. We study the SeaWiFS chlorophyll concentrations as a proxy for the phytoplankton biomass. A statistical analysis (1997-2004) enables us to determine the main space and time scales of chlorophyll variability. We then study successively the seasonal cycle, a bloom linked to the 1997-98 El Niño (interannual variability) and the impact of westerly wind bursts on the intraseasonal scale. This thesis explores the relatively unknown biological variability in this region, which is at first order controlled by the winds and currents. It also stresses the importance of islands and coastal regions on the chlorophyll distribution and its variability.

Keywords: physical/biological interactions, ocean color, controls on the phytoplankton, tropical Pacific, process studies, variability, satellite data / *in situ* data / modeling

Research field: Oceanography

LEGOS

(Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiale)

UMR 5566, 14 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France

Monique Messié

Contrôle de la dynamique de la biomasse phytoplanctonique dans le Pacifique tropical ouest

Directrice de thèse : Marie-Hélène Radenac

Soutenance : le 15 décembre 2006, à l'Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse

~ Résumé ~

Le Pacifique tropical ouest (120°E-160°W, 20°S-20°N) est une région complexe où co-existent deux écosystèmes aux frontières variables, et aux caractéristiques physiques et biologiques très différentes : la *warm pool* à l'ouest, écosystème oligotrophe limité par le nitrate, et la *cold tongue* à l'est, limitée par le fer. Nous utilisons les concentrations en chlorophylle SeaWiFS comme proxy pour la biomasse phytoplanctonique sur la période septembre 1997 à décembre 2004. Une analyse statistique nous permet de dégager les principaux modes spatiaux-temporels où se concentre la variabilité de la chlorophylle. Nous étudions ensuite successivement le cycle saisonnier, une manifestation de l'activité interannuelle et l'action des coups de vent d'ouest à l'échelle intrasaisonnière. Nous montrons ainsi que la variabilité des vents et des courants contrôle au premier ordre la biologie dans le Pacifique tropical ouest. Cette étude met également en lumière l'influence de la topographie sur la variabilité de la chlorophylle, bien au-delà des régions côtières.

Mots-clé : interactions physique/biologie, couleur de l'eau, contrôle du phytoplancton, Pacifique tropical, étude de processus, variabilité, données satellite / données *in situ* / modélisation

Discipline : Océanographie

LEGOS

(Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiale)

UMR 5566, 14 avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France